

PETROGÉNESIS DEL PLUTÓN DE SANTA EULALIA (ALTO ALENTEJO, PORTUGAL)

L. González Menéndez ¹, A. Azor ², M.D. Pereira ³ y A. Acosta ⁴

¹ Instituto Geológico y Minero de España, Av. Real 1, Parque Científico, 24006 León. l.gonzalez@igme.es

² Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva, Universidad de Granada, 18002 Granada.

³ Área de Petrología y Geoquímica, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.

⁴ Departamento de Petrología-Mineralogía, Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva, Universidad de Granada, 18002 Granada.

Resumen: El plutón de Santa Eulalia (Alto Alentejo, Portugal) constituye un complejo intrusivo de edad tardi-varisca emplazado en el límite septentrional de la zona de Ossa-Morena. Está formado por dos facies graníticas: (i) granito externo, de textura equigranular, con feldespato potásico predominante y biotita y (ii) granito central, de textura equigranular, biotítico y con escasa moscovita. También aparecen una serie de cuerpos ígneos gabro-dioríticos y granodiorítico-tonalíticos, dispuestos en configuración anular y mayoritariamente incluidos en el granito externo. Aparecen enclaves de considerables dimensiones formados por metasedimentos provenientes del encajante. Considerando los datos previos y el estudio de campo, petrográfico y geoquímico realizado, se propone que las diferentes unidades ígneas que integran el plutón son contemporáneas en su emplazamiento pero independientes petrogenéticamente. Se propone que las rocas gabro-dioríticas derivan de un manto enriquecido y presentan escasa contaminación cortical. Procesos de fusión parcial en la corteza inferior-media afectando litologías ígneas máficas y néisicas pudieron formar las rocas granodiorítico-tonalíticas del plutón. Estos mismos procesos afectando a litologías ígneas de composición intermedia y metasedimentos pudieron dar origen a las rocas graníticas. El emplazamiento de los magmas gabro-dioríticos y granodiorítico-tonalíticos pudo ocurrir primero, aunque fue aproximadamente simultáneo con la intrusión del granito externo. De forma contemporánea, aunque ligeramente más tardía se emplazaría el granito central desplazando las rocas previamente emplazadas hacia la periferia del plutón, generándose así la configuración anular observada.

Palabras clave: Granito, gabro, diorita, tonalita, granodiorita, geoquímica, petrogénesis, emplazamiento, Zona de Ossa-Morena, Orogénesis Varisca

Abstract: The Santa Eulalia batholith (Alto Alentejo, Portugal) is a plutonic complex of late Variscan age located in the Northern part of the Ossa-Morena Zone. This pluton is made up of granites grouped in two facies: (i) the external granite, formed by granites showing equigranular texture, dominant K-feldspar and biotite as the main mafic mineral, (ii) the central granite, has equigranular texture and a biotite ± muscovite association. Several gabbro-diorite and granodiorite-tonalite igneous bodies also occur. The external granite shows a ring-type outcrop pattern, and includes most of the gabbro-diorite and tonalite-granodiorite rocks as well as large metasedimentary country rocks. The central granite forms a circular outcrop and is totally surrounded by the external granite. The data available suggest that all of the igneous units forming this batholith are coeval although petrogenetically independent. We propose that the gabbro-diorite rocks derive from an enriched mantle source. These rocks show no or little crustal contamination. Partial melting in the low-middle crust of mafic/gneissic lithologies and intermediate igneous/metasedimentary lithologies generated the tonalite-granodiorite rocks and the granite rocks of the pluton respectively. The emplacement in the upper crust probably started with the gabbro-diorite and tonalite-granodiorite igneous magmas, being followed almost simultaneously by the external granite. The central granite might have intruded shortly after the external granite, pushing aside all of the previous units and thus generating the annular outcrop pattern.

Key words: Granite, gabbro, diorite, tonalite, granodiorite, geochemistry, petrogenesis, emplacement, Ossa-Morena Zone, Variscan Orogen.

González Menéndez, L., Azor, A., Pereira, M.D. y Acosta, A. (2006). Petrogénesis del plutón de Santa Eulalia (Alto Alentejo, Portugal). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (1-2): 69-86.

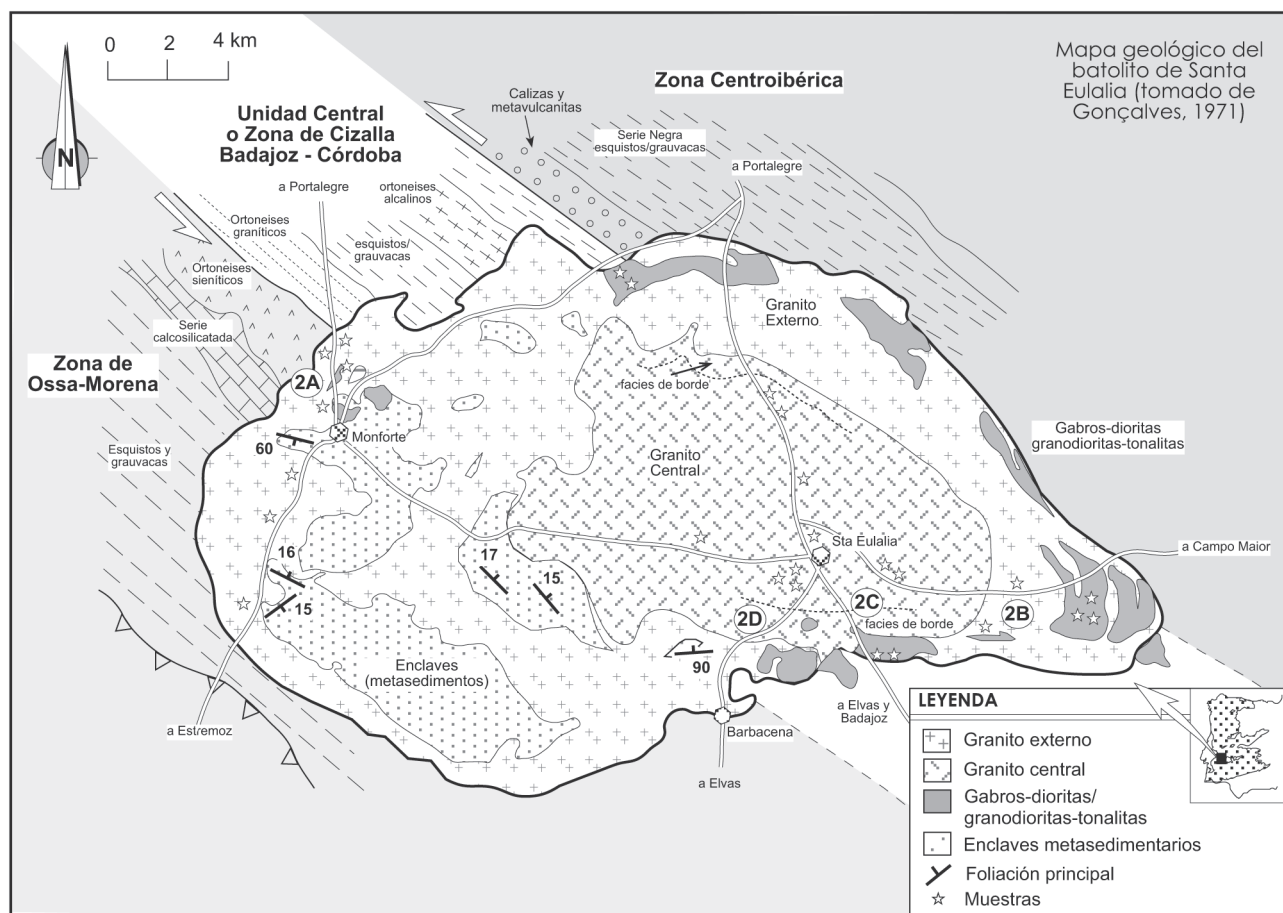


Figura 1.- Mapa geológico del plutón de Santa Eulalia y zonas adyacentes. Basado principalmente en Gonçalves (1971). Los símbolos 2A, 2B, 2C y 2D, corresponden a la situación de los esquemas geológicos presentados en la Fig. 2.

El plutón de Santa Eulalia es un complejo ígneo intrusivo, situado en la provincia Portuguesa del Alto Alentejo, al Oeste de Campo Mayor, Norte de Elvas y Noroeste de Badajoz (Fig. 1). Desde un punto de vista geológico se localiza en la parte más noroccidental de la Zona de Ossa-Morena, cortando el contacto entre esta y la Zona Centroibérica. Este contacto, denominado Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba o Unidad Central, ha sido considerado por algunos autores como una de las suturas del Orógeno Varisco en la Península Ibérica (Burg *et al.*, 1981; Matte, 1986; Azor, *et al.*, 1994; Gómez Pugnaire *et al.*, 2003; Simancas *et al.*, 2003).

El plutón de Santa Eulalia es post-tectónico con respecto a la deformación principal varisca, ya que corta a la foliación regional a lo largo de todos sus contactos y ha sido datado en 280 Ma mediante el método Rb-Sr sobre roca total (Pinto, 1984). Está formado por varias facies de diversa composición: gabros, dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos, predominando los granitos, que forman cerca de un 75% de los afloramientos. Las facies principales del granito no presentan signos de deformación en estado sólido y, dada su naturaleza equigranular, tampoco se observan orientaciones de origen magmático. Cabe destacar la presencia de grandes enclaves metasedimentarios, mayormente formados por esquistos y en menor medida por materiales carbonatados, incluidos principalmente en las facies graníticas de la mitad occidental del plutón.

Estos cuerpos muestran orientaciones semi-concordantes con los metasedimentos encajantes y tienen buzamientos predominantes hacia el N-NO (Fig. 1). Estudios previos sobre este plutón (Carrilho Lopes *et al.*, 1990 y 1998), lo han definido como integrado por una suite de rocas básicas e intermedias, que al diferenciarse acabaron generando el granito externo (G0 en la denominación de dichos autores), descrito como metaluminoso y con tendencias peralcalinas. Estos autores establecieron también que el granito central (diferenciado en las facies G1, G2 y G3) no tiene relación petrogenética con la suite de rocas básicas - granito externo, siendo su origen puramente cortical por anatexia de metasedimentos.

El presente trabajo se centra en los siguientes aspectos: el plutón está constituido por rocas básicas, intermedias y ácidas, representando por tanto un marco ideal para valorar el grado de relación e interacción entre magmas básicos y magmas graníticos (DePaolo *et al.*, 1992; Roberts y Clemens, 1995 y 1997). Para ello se utilizan las relaciones de campo observadas, los datos petrográficos y la geoquímica de elementos mayores y trazas.

Relaciones de campo y petrografía

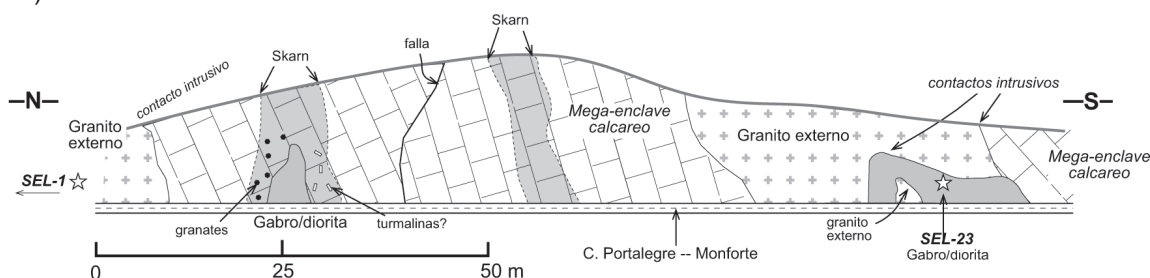
Gabro-dioritas y granodioritas-tonalitas

Se trata de cuerpos de dimensiones variables, alargados, y aparentemente dispuestos de forma anular,

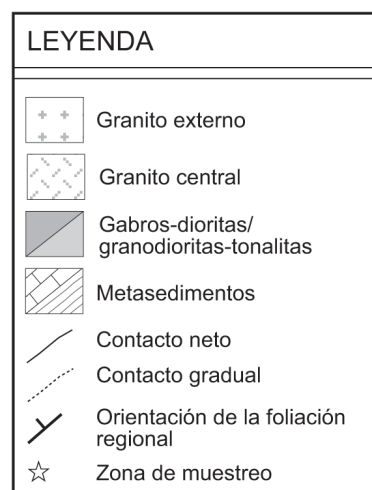
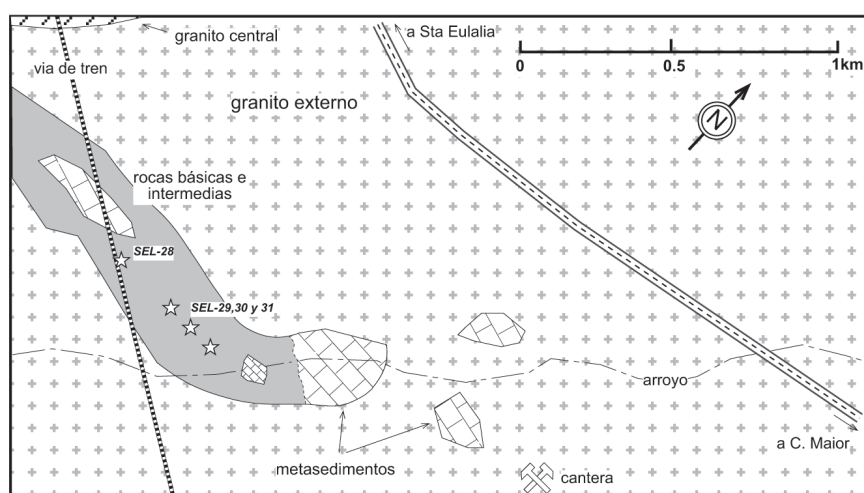
bordeando e incluidos en el granito externo, con el que suelen presentar contactos netos; además, se encuentran situados próximos al contacto exterior del plutón (Fig. 1). Estos dos grupos de rocas aparecen casi siempre asociados, predominando los gabros y dioritas sobre las granodioritas-tonalitas, que aparecen como pequeños stocks dentro de los cuerpos de gabros-dioritas, o en el contacto entre estos y el granito externo. En los sectores S y SE del plutón las rocas granodiorítico-tonalíticas son más frecuentes, formando cuerpos de mayor entidad (Figs. 1 y 2). Algunos afloramientos de gabro-dioritas y granodioritas-tonalitas incluyen y muestran

contactos con metasedimentos encajantes (Fig. 2 A y B). Ambos grupos de rocas no muestran signos de deformación, aunque en algunos casos se pueden observar orientaciones a escala de lámina delgada definidas por los minerales máficos. Son frecuentes las estructuras de mezcla de magmas entre las rocas gabro-dioríticas, las granodiorítico-tonalíticas y el granito externo. También son frecuentes los enclaves subredondeados de granito externo (dimensiones métricas) incluidos en las rocas gabro-dioríticas (Fig. 2 A), las cuales presentan en estas zonas una cantidad notoria de cristales centimétricos de cuarzo con coronas de reacción.

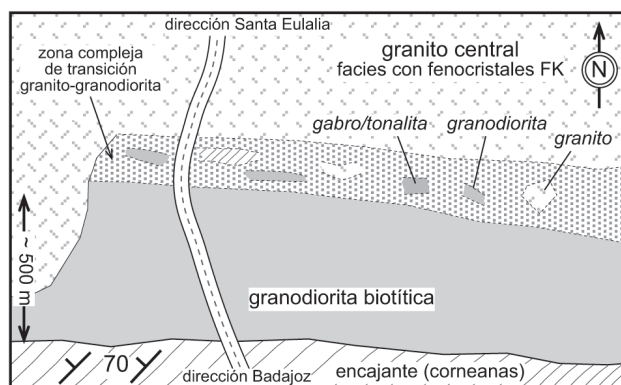
A)



B)



C)



D)



Figura 2.- Esquemas geológicos de distintos sectores del plutón de Santa Eulalia (ver situación en la Fig.1). **A)** Esquema del corte de carretera situado al N de la localidad de Monforte. Se observa la interacción entre rocas básicas, metasedimentos y granito externo. Las relaciones de intrusión muestran cuerpos gabro-dioríticos intruidos en metasedimentos, granito intruyendo a estos metasedimentos, y otros cuerpos de gabro-diorita intruyendo al granito. **B)** Mapa-esquema del sector SE, mostrando las relaciones cartográficas entre rocas básicas, metasedimentos y granito externo. **C)** Esquema cartográfico de una zona de contacto en el sector S-SO. **D)** Esquema cartográfico de la transición del granito central a la subfacies de borde y el contacto con el granito externo. Sector S-SE.

Las rocas gabro-dioríticas están formadas por plagioclasa, anfíbol de tipo hornblenda \pm ortopiroxeno \pm clinopiroxeno \pm biotita \pm epidota. En algunas muestras se han observado dos generaciones de anfíbol: los de mayor tamaño incluyen total o parcialmente a los de primera generación y a los clinopiroxenos y ortopiroxenos. Los clinopiroxenos incluidos en anfíbol muestran restos de coronas de reacción. En granodioritas y tonalitas predomina la asociación mineral plagioclasa \pm feldespato potásico \pm cuarzo \pm anfíbol \pm biotita \pm epidota. Las texturas varían entre equigranulares-subidiomórficas y texturas similares a las ofíticas.

Es interesante destacar la existencia de algunas rocas básicas-intermedias intruídas en la secuencia metasedimentaria que constituye el encajante del plutón de Santa Eulalia (Fig. 1, sector S-SE). Estas rocas son de similares características a las que aparecen en el interior del plutón, tal y como se sugiere en la cartografía geológica (Gonçalves, 1971).

Granito externo

Este granito forma la parte externa del plutón y por las relaciones cartográficas observables parece ser la facies sobre la que intruyen y/o quedan incluidos el resto de cuerpos ígneos, así como los mega-enclaves metasedimentarios (Figs. 1 y 2). Los contactos con las rocas encajantes no afloran bien, aunque en algunos sectores, por el patrón general cartográfico, parecen ser contactos netos. Se trata de un granito equigranular de grano medio a grueso, con algunas variedades ligeramente porfídicas, formado por cuarzo + feldespato potásico + biotita \pm plagioclasa \pm anfíbol de tipo hornblenda con cierta alteración clorítica. El contenido modal de anfíbol es accesorio y parece aumentar ligeramente en las proximidades de cuerpos ígneos básicos incluidos en el granito. Es destacable la presencia de allanita accesorio, con formas euhedrales, de tamaño considerable, e incluida en biotita o asociada a grupos de biotita \pm anfíbol. Otra característica llamativa es la baja proporción modal de plagioclasa con respecto a feldespato potásico y la coloración rosada de los feldespatos. En algunas muestras, se pueden observar dos generaciones de cuarzo: una formada por cristales de escaso tamaño que forman parte de la matriz junto a feldespatos, biotita \pm anfíbol; y otra formada por grandes cristales con formas anhedrales o subhedrales de contornos subredondeados.

Granito central

Se trata de un granito de tamaño de grano medio-fino, equigranular, que tiende a ser gradualmente más leucocrático hacia su parte más interna. Otros autores (Oliveira, 1975; Carrilho Lopes *et al.*, 1998) han definido 3 facies dentro de este granito, probablemente tratando de representar esta zonación interna. En este trabajo, se reconoce dicha zonación y se diferencia una

sub-facies de borde exterior, pero no se han encontrado ni contactos internos ni suficientes diferencias a nivel mineralógico-textural y geoquímico como para diferenciar más facies dentro del granito central.

La mineralogía de este granito es cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + biotita \pm moscovita. Lo más destacable de esta paragénesis es la abundancia de plagioclasa en relación al feldespato potásico. La biotita aparece en dos formas: como cristales prismáticos y como biotita semi-poiquilitica, de naturaleza más tardía. Algunos cristales de plagioclasa presentan inclusiones de biotita prismática. Los feldespatos potásicos suelen presentar inclusiones de plagioclasa, biotita prismática \pm cuarzo. Se observan también dos generaciones de cuarzo, aunque sin las importantes diferencias texturales descritas en el granito externo. En algunas de las zonas más leucocráticas, se han reconocido trazas de un mineral alterado, de tonos verdosos, asimilable a cordierita; también se ha identificado turmalina accesorio y se reconocen más claramente las dos variedades texturales de cuarzo. Una característica destacable es la forma más sub-redondeada de los cuarzoes en estas facies leucocráticas. Se ha podido reconocer algún caso de plagioclasa incluida en el cuarzo de primera generación, lo que indicaría su cristalización temprana.

Hacia el contacto con el granito externo, el granito central muestra un cambio mineralógico-textural progresivo, consistente en un ligero aumento de la relación feldespato potásico/plagioclasa, una coloración de los feldespatos hacia tonos rosáceos y un aumento de tamaño de los mismos dando un carácter porfídico al conjunto de la roca. Esta subfacies de borde entre ambos granitos se observa bien al N y al SO de Santa Eulalia (Figs. 1 y 2 D), donde alcanza un espesor aparente variable entre \sim 200 m y 1 km. No obstante, el contacto con el granito externo parece ser neto, aunque sinuoso. En algunos sectores como el situado al S de Santa Eulalia en dirección hacia Elvas-Badajoz, (Fig. 2 C), se pone en contacto el granito central (subfacies de borde) y un cuerpo de granodiorita-tonalita biotítica. Este contacto constituye una franja de unos 100 – 200 m de espesor aparente en la cual se observa una «melange» de cuerpos, subredondeados y angulosos, de roca gabro-diorítica, tonalítica, granodiorítica, granítica y bloques de roca metasedimentaria encajante, todo incluido en una matriz granítica-granodiorítica (Fig. 2C).

Geoquímica

Metodología

Para caracterizar geoquímicamente el plutón de Santa Eulalia se tomaron muestras representativas de todas las rocas ígneas que lo forman y en una cantidad aproximada de 6 – 15 kg/muestra. La trituration primaria se realizó en una machacadora de mandíbulas de acero obteniéndose fragmentos de muestra \leq 1 cm.

Después de homogenizar la muestra, se usaron alrededor de unos 50 g/muestra para una segunda trituration en un molino de anillos de carburo de wolframio reduciéndose la muestra a un tamaño de grano $\leq 25\mu\text{m}$. Este proceso genera contaminación en W, Co, y Ta (Green, 1995), por lo cual la concentración en estos elementos no es válida para evaluar la petrogénesis de las rocas estudiadas.

Los elementos mayores se determinaron en un equipo de fluorescencia de rayos X modelo Philips PW 1404. La precisión relativa de la medida instrumental es de $\pm 1\%$ para Si, Al, Fe, Ca K y P; y de $\pm 3\%$ para Na, Mn, y Mg. Los elementos traza se determinaron en un espectrómetro de masas (ICP-MS) modelo Perkin Elmer Sciex Elan 5000. Para la preparación de las muestras se ha seguido el método de Montero y Bea

(1997). La precisión analítica fue de $\pm 2\%$ rel. y $\pm 5\%$ rel. para concentraciones de 50 y 5 ppm respectivamente. Toda la preparación de las muestras, así como la disolución y las medidas analíticas se realizaron en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

Geoquímica de las rocas gabro-dioríticas y granodioritas-tonalitas

La clasificación geoquímica basada en el contenido en SiO_2 vs álcalis, en estos grupos de rocas del plutón de Santa Eulalia, indica que se trata de gabros y dioritas como variedades más básicas y de granodioritas y tonalitas como variedades intermedias - ácidas (González Menéndez *et al.*, 2002). Las clasificaciones

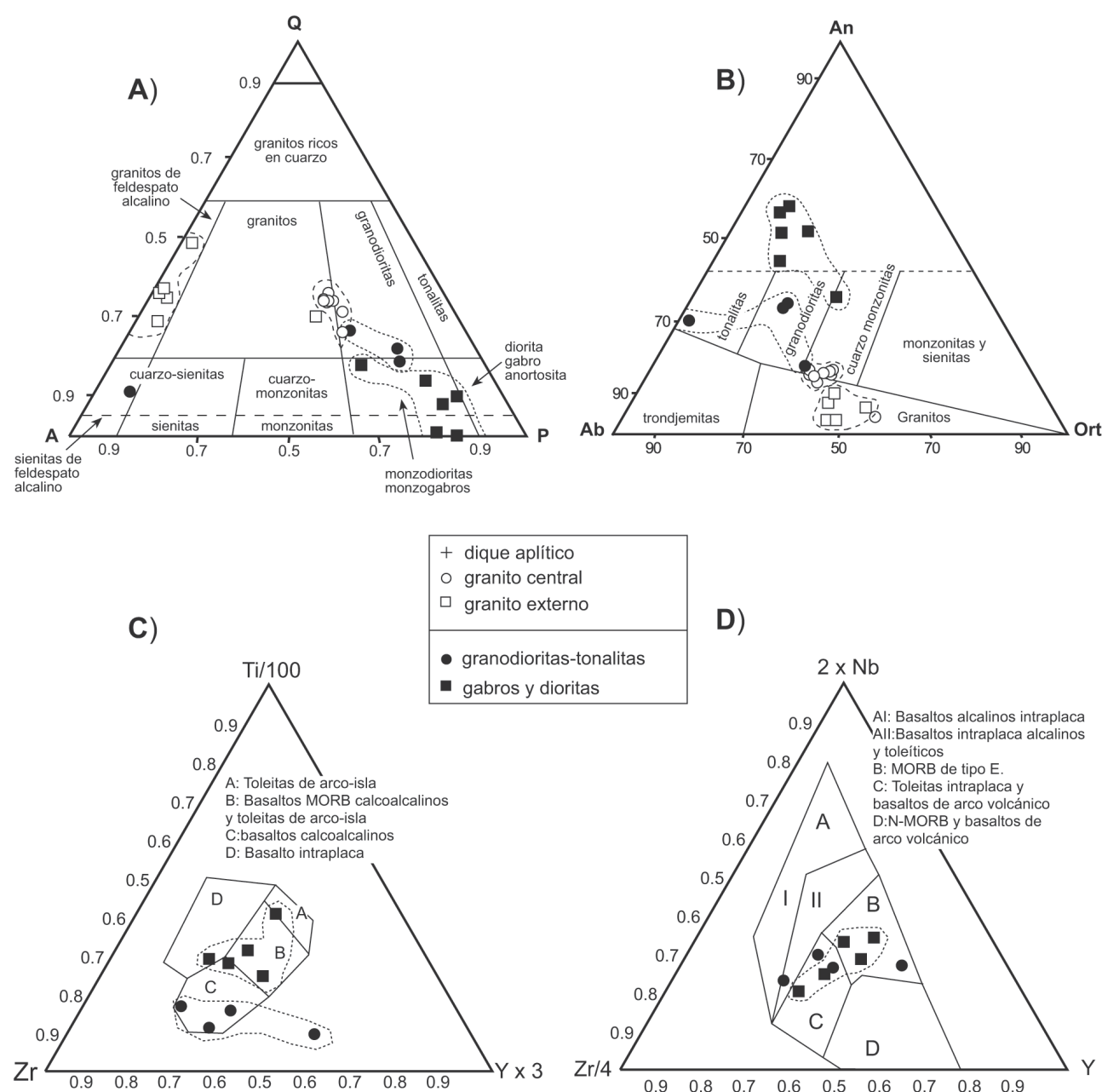


Figura 3.- Clasificación de las rocas del plutón de Santa Eulalia: **A)** Diagrama QAP (Streckeisen, 1976). **B)** Diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965; Barker, 1979). **C)** Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y, para rocas basálticas (Pearce y Cann, 1973). **D)** Diagrama de discriminación Zr-Nb-Y, para rocas basálticas (Meschede, 1986).

Ref. Facies	sel5 Grd-Ton.	sel14 Grd-Ton.	sel28 Grd.	sel30 Grd-Ton.	sel29 Gab.	sel31 Gab/Dio	sel9 Gab/Dio	sel12 Dio.	sel13 Gab/Dio	sel23b Gab.
wt%										
SiO ₂	61,80	66,57	69,51	64,13	49,93	55,43	54,61	59,09	53,17	47,03
TiO ₂	0,93	0,85	0,73	0,94	1,65	1,66	1,17	1,39	1,95	2,82
Al ₂ O ₃	16,35	14,67	15,54	15,88	17,73	17,07	17,45	16,71	15,91	15,54
Fe ₂ O ₃	5,85	2,12	3,75	5,13	9,57	7,40	7,21	7,90	9,59	12,63
MgO	3,24	3,34	1,24	3,36	7,11	4,79	5,71	4,35	5,38	5,98
MnO	0,10	0,05	0,05	0,08	0,14	0,12	0,13	0,13	0,15	0,13
CaO	4,80	5,45	2,42	4,51	7,91	4,43	8,85	7,01	8,25	10,10
Na ₂ O	3,73	7,45	3,97	3,79	2,78	2,44	3,19	3,80	3,47	3,27
K ₂ O	2,60	0,43	3,93	2,49	2,20	3,32	1,15	1,96	1,56	1,47
P ₂ O ₅	0,24	0,23	0,19	0,17	0,29	0,34	0,16	0,29	0,35	0,42
Tot	99,65	101,16	101,31	100,47	99,30	96,99	99,63	102,63	99,79	99,40
B										
ISA	173,50	123,00	91,98	166,37	330,00	242,57	256,64	235,16	291,35	359,38
Mg#	0,92	0,65	1,02	0,92	0,83	1,09	0,77	0,79	0,71	0,61
An	35,68	61,15	24,80	39,53	42,63	39,30	44,21	35,49	35,93	32,13
Ab	33,40	29,00	17,25	32,00	51,48	35,00	56,25	44,00	51,18	57,71
Ort	44,62	68,24	48,75	46,44	31,14	33,00	34,88	41,00	37,00	32,12
Q	21,97	2,75	34,00	21,50	17,37	32,00	8,86	15,00	11,75	10,16
A	19,00	12,00	27,00	22,00	1,00	18,00	10,00	14,00	8,00	0,00
P	18,00	81,00	25,00	17,00	19,00	27,00	10,00	15,00	14,00	15,00
P	62,00	7,00	48,00	60,00	80,00	55,00	80,00	71,00	78,00	85,00
ppm										
Li	89,67	4,54	62,14	77,21	40,39	99,45	14,39	69,32	46,11	-
Rb	175,33	4,69	174,12	169,30	78,62	165,63	37,43	92,29	61,95	-
Cs	4,99	0,17	6,43	8,04	3,61	9,62	1,07	3,07	2,48	-
Be	3,03	2,87	5,62	5,69	1,22	3,96	1,50	3,33	2,52	-
Sr	293,24	87,15	246,84	338,14	537,74	288,07	544,82	352,12	383,56	-
Ba	746,55	49,48	625,78	345,26	250,77	536,53	245,72	434,90	364,32	-
Sc	17,18	9,56	9,43	16,25	24,44	22,76	26,56	26,79	31,18	-
V	113,68	6,75	59,22	107,17	183,04	151,63	183,75	169,48	212,13	-
Cr	141,98	5,14	16,57	82,66	144,72	104,44	37,17	94,14	174,59	-
Co	51,51	47,42	59,71	62,58	49,56	29,13	51,67	50,32	59,78	-
Ni	28,66	7,32	7,04	37,07	67,40	10,45	32,90	9,16	20,08	-
Cu	11,95	8,83	9,27	18,38	29,76	41,02	16,68	17,49	26,15	-
Zn	62,31	15,45	50,63	59,71	75,56	159,80	63,40	78,02	83,87	-
Ga	22,76	36,51	26,91	24,80	18,24	23,99	18,35	22,96	21,54	-
Y	25,12	100,99	39,83	39,89	25,48	32,17	18,47	41,69	38,04	-
Nb	11,21	26,85	19,89	15,17	8,31	15,60	7,79	14,74	13,74	-
Ta	1,38	2,73	3,00	1,14	1,85	1,18	1,03	1,64	2,06	-
Zr	202,82	189,14	215,85	178,07	166,21	123,57	47,85	129,94	188,28	-
Hf	5,01	4,47	5,81	4,88	3,72	3,19	1,58	3,14	4,59	-
Mo	1,36	0,53	1,37	9,95	1,13	1,88	0,48	1,89	1,49	-
Sn	3,51	4,37	4,38	6,36	1,81	8,53	1,55	3,32	3,91	-
Tl	0,90	0,04	0,86	0,92	0,52	0,89	0,22	0,50	0,35	-
Pb	24,69	1,36	19,44	16,50	3,19	99,45	6,01	8,97	8,21	-
U	2,72	1,57	5,01	5,44	0,68	2,50	1,25	2,58	2,04	-
Th	12,36	4,34	10,85	19,79	2,52	10,17	4,23	6,99	5,88	-
ppm										
La	43,00	28,38	37,61	30,40	17,14	38,92	18,36	32,36	30,06	-
Ce	84,57	80,83	77,20	63,31	38,41	83,04	37,13	71,32	63,96	-
Pr	10,10	12,72	9,07	7,85	5,03	10,15	4,36	9,35	8,25	-
Nd	38,42	58,53	35,45	30,38	21,67	40,33	16,76	38,27	33,82	-
Sm	7,30	15,35	8,01	6,84	4,90	8,31	3,44	8,43	7,46	-
Eu	1,83	4,55	1,25	1,34	1,72	1,82	1,38	1,95	2,11	-
Gd	5,96	11,96	7,26	6,55	5,04	7,01	3,54	7,64	7,03	-
Tb	0,87	1,76	1,18	1,09	0,80	1,04	0,58	1,20	1,12	-
Dy	4,68	9,33	6,74	6,44	4,71	5,90	3,44	6,96	6,39	-
Ho	0,92	1,63	1,32	1,29	0,97	1,17	0,72	1,36	1,27	-
Er	2,40	3,56	3,42	3,49	2,55	3,01	2,00	3,59	3,37	-
Tm	0,37	0,54	0,48	0,49	0,39	0,45	0,29	0,50	0,48	-
Yb	2,26	3,79	3,05	3,50	2,42	2,85	1,83	3,44	3,23	-
Lu	0,35	1,13	0,48	0,57	0,38	0,46	0,29	0,54	0,52	-
REE tot	203,03	234,07	192,50	163,53	106,13	204,43	94,12	186,90	169,07	-
La/Lu	121,45	25,17	79,17	53,32	45,71	84,42	121,45	59,70	57,35	-
Nb/La	0,73	0,94	0,53	0,49	0,48	0,40	0,42	0,45	0,45	-

Gab: Gabro

Dio: Diorita

Ton: Tonalita

Grd: Granodiorita

B: Parámetro B = (Fe + Ti + Mg)

ISA: Índice de saturación en aluminio = [Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO)]molar

Mg#: [Mg/(Mg+Fe)]x100

An: Anortita; Ab: Albita; Ort: Ortosa. // Q: Cuarzo; A: Feldespato alcalino; P: Plagioclasa

Tabla I.- Análisis químico en roca total de elementos mayores y trazas en las rocas gabro-dioríticas y granodioritas-tonalitas del plutón de Santa Eulalia.

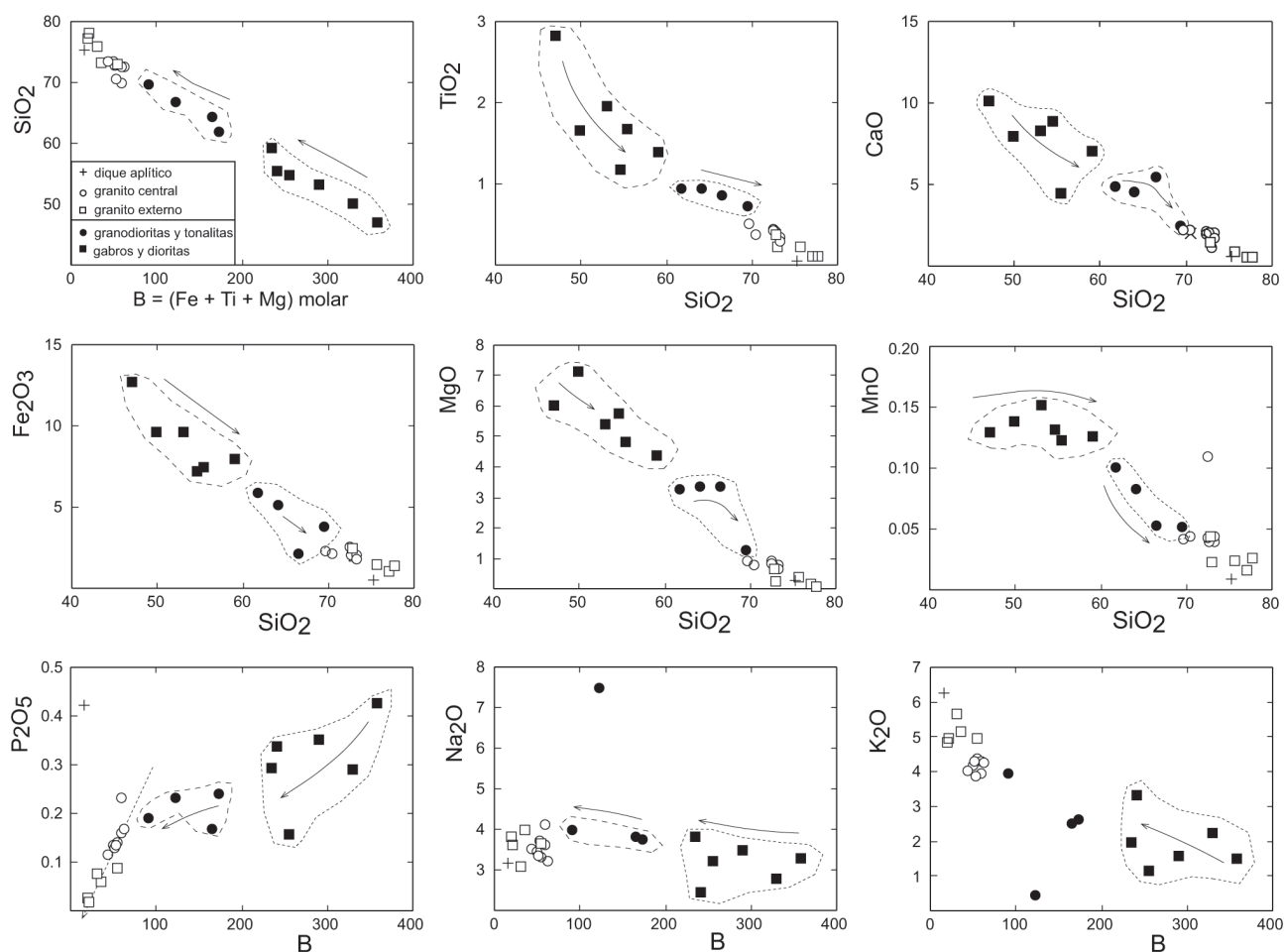


Figura 4.- Diagramas de variación de los elementos mayores frente a la sílice y al parámetro B (Fe + Ti + Mg) tomados como índices de diferenciación.

basadas en los contenidos de cuarzo, feldespato y plagioclasa (QAP Streckeisen, 1976); y de anortita, albita, ortosa (O'Connor, 1965; Barker, 1979) definen a las rocas estudiadas como monzogabros/monzodioritas y granodioritas \pm tonalitas (Fig. 3 A y B). Las clasificaciones que utilizan elementos inmóviles, como Zr, Ti, Y, (Pearce y Cann, 1973; Meschede, 1986) parecen indicar similitudes entre las gabro-dioritas y los basaltos tipo E-MORB, o MORB calcoalcalinos, mientras que las tonalitas-granodioritas presentan similitudes geoquímicas con rocas calcoalcalinas de arco volcánico (Fig. 3 C y D).

En las concentraciones de elementos mayores (Tabla I) no hay ningún rasgo destacable, variando las concentraciones de MgO entre 1% y 7%, CaO entre 2% y 7% y TiO₂ entre 0,7% y 2%. En una de las muestras (Sel-23) se observan contenidos bastante elevados en Fe₂O₃ (~12 wt %) y en CaO (~10 wt %). Para estudiar la variación composicional se han tomado como índices de diferenciación la concentración en SiO₂ (wt %) y el parámetro B (Debon y Lefort, 1983; $B = Ti + Mg + Fe$ en proporciones molares). Las tendencias observadas (Fig. 4), aunque con notable dispersión en algunos casos, consisten en un aumento de Na₂O, y K₂O y una disminución de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO, CaO y P₂O₅, hacia términos más diferenciados. Tanto las gabro-dioritas como las granodioritas-tonalitas se

disponen de forma más o menos alineada y concordante, excepto para los casos del TiO₂ y el MnO. En el caso del TiO₂, su contenido disminuye en las gabro-dioritas, mientras que en las granodioritas-tonalitas esta disminución es menos marcada, por lo que se definen dos tendencias separadas. En el caso del MnO, su concentración se mantiene constante al variar el SiO₂ en las rocas gabro-dioríticas, mientras que decrece notablemente en las granodioritas-tonalitas al aumentar el SiO₂.

Las concentraciones de elementos traza tampoco muestran valores destacables, quizás algo elevados en algunos elementos de gran radio iónico, aunque dentro de valores moderados (Tabla I). La variación geoquímica muestra bastante dispersión (Fig. 5 y Tabla I), especialmente en los casos del Rb, Li, y Cs, en los que no se observa una tendencia clara aunque su contenido parece aumentar al disminuir el parámetro B (al aumentar la diferenciación). Otros elementos como Be, Ba, Ga, Y, Nb, Sn, Pb, U y Th aumentan de forma más evidente con la diferenciación, aunque sigue existiendo considerable dispersión. Para los casos del Ba, Sn, Th y Be, parece haber una tendencia de aumento en las rocas gabro-dioríticas y una tendencia constante o de ligera disminución en las granodioritas-tonalitas, al disminuir el parámetro B. En el caso del Ba, el aumento en las gabro-dioritas es evidente, mientras que en las

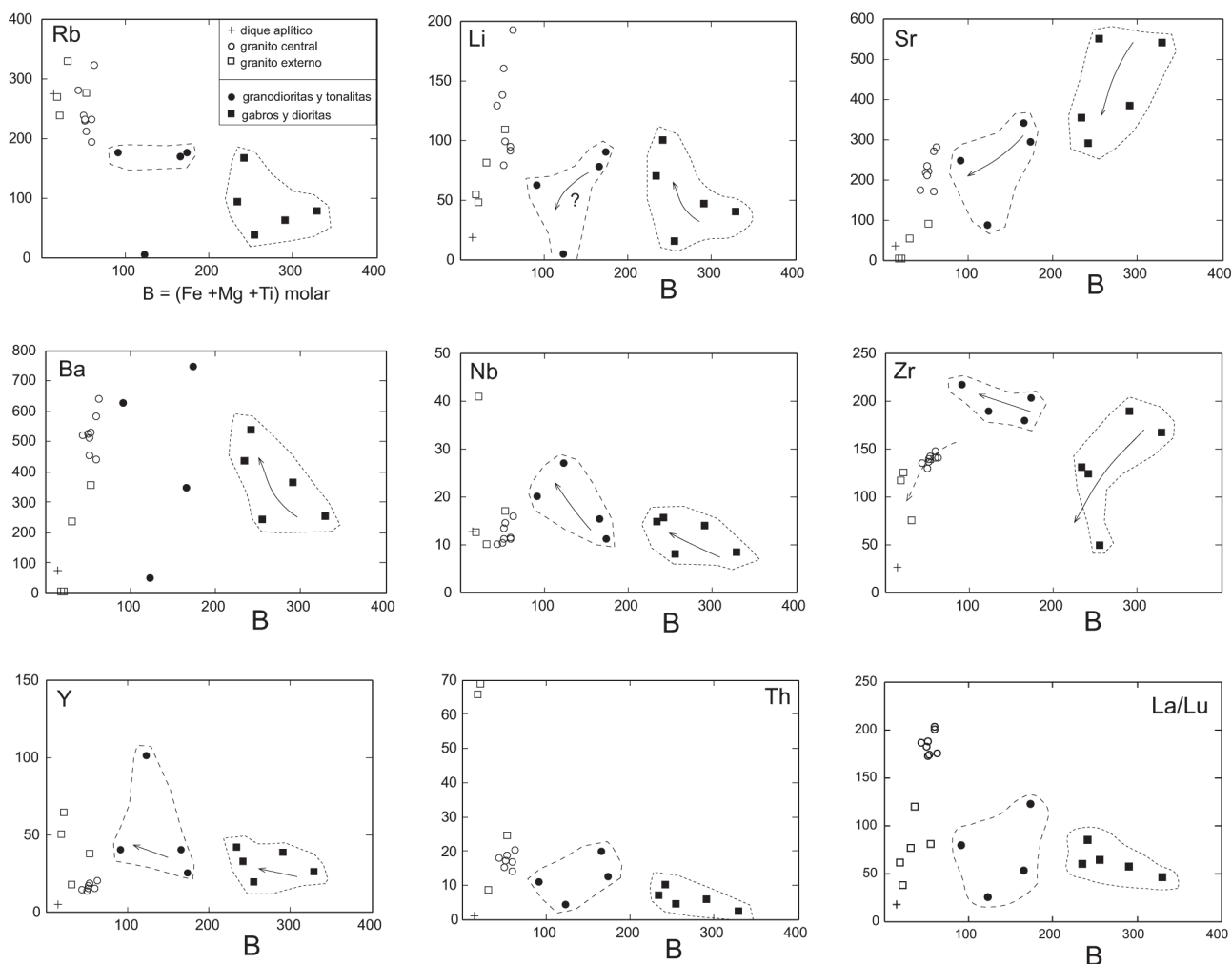


Figura 5.- Diagramas de variación de una selección de elementos traza frente al parámetro B (Fe + Ti + Mg).

granodioritas-tonalitas la dispersión es total. El Y presenta un ligero aumento en las rocas gabro-dioríticas y dispersión en las granodioritas-tonalitas. El resto de los elementos traza (Sr, Sc, V, Ni, Cr, Co, Zn, Zr Hf, etc) disminuyen de concentración al disminuir el parámetro B. El caso del Zr es destacable, ya que también muestra tendencias algo diferentes entre los dos grupos de rocas. En las gabro-dioritas el Zr disminuye con la diferenciación, mientras que en las granodioritas-tonalitas, con una mayor concentración de Zr, la tendencia se mantiene constante, no obstante la dispersión observada es considerable.

Las tierras raras presentan tendencias similares entre sí, de aumento en las rocas gabro-dioríticas y de constancia en las tonalitas-granodioritas, al disminuir el parámetro B. La relación La/Lu aumenta ligeramente en las gabro-dioritas al disminuir el parámetro B, mientras que en las tonalitas-granodioritas se observa una dispersión elevada (Fig. 5 y Tabla I). Los patrones de tierras raras normalizados al condrito para ambos grupos de rocas son bastante similares entre sí (Fig. 6) y consisten en espectros ligeramente enriquecidos en tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, fraccionamiento moderado y contenidos en tierras raras pesadas $\geq 10 \times$ condrito. Las rocas gabro-

dioríticas presentan anomalías negativas del Eu muy pequeñas o nulas, o incluso ligeramente positivas en uno de los casos. En las tonalitas-granodioritas hay dos casos con espectros ligeramente más fraccionados y con una anomalía negativa del Eu destacable (Sel 30 y 28), que corresponden a las rocas más diferenciadas de esta serie.

Por último, se han normalizado los análisis de las rocas gabro-dioríticas y de las tonalitas-granodioritas a los valores estimados de un manto primitivo (Rollinson, 1993). Los patrones resultantes (Fig. 7) muestran un enriquecimiento en los elementos del grupo LIL (gran radio iónico) respecto al manto primitivo y respecto a los elementos HFS (alta carga iónica), lo cual en composiciones básicas e intermedias es típico de rocas con tendencias calco-alcálinas (Wilson, 1989). Este fraccionamiento de LILE/HFSE no es muy elevado, como ocurre en las series alcalinas o ultrapotásicas, y tampoco es escaso como en la mayoría de las series toleíticas. Este patrón es común tanto para las gabro-dioritas como para las tonalitas-granodioritas. Además, ambas series de rocas muestran anomalías negativas en Ba, Sr, Nb y Ti, con la excepción de dos casos (Sel 9 y Sel 29) que no presentan anomalías negativas en Ti y muestran una ligera anomalía positiva en Sr.

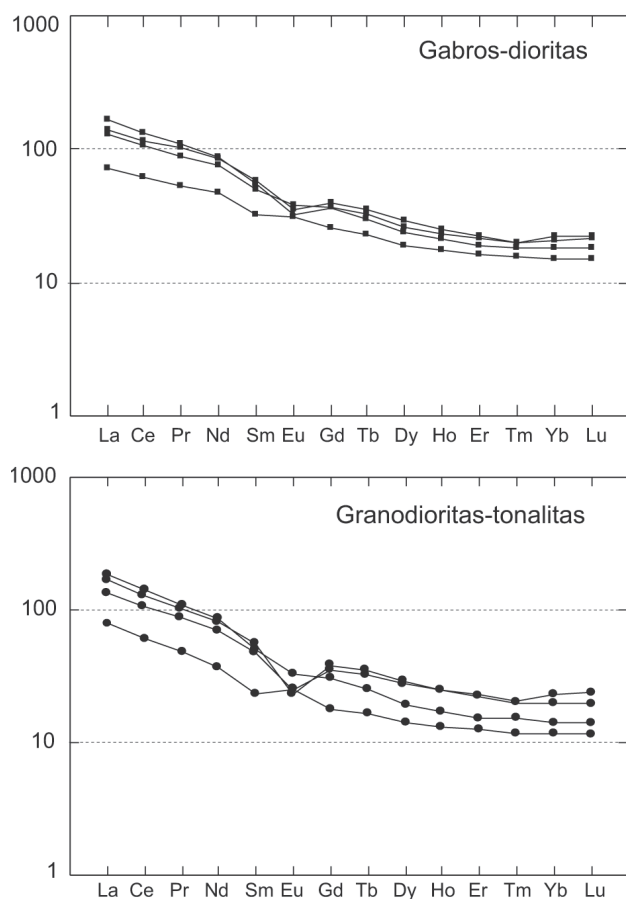


Figura 6.- Diagramas de abundancia de tierras raras de las rocas gabrodioríticas y de las tonalitas-granodioritas. Normalización al condrito según Anders y Ebihara (1982).

Geoquímica de los granitos

Para la caracterización general las dos facies graníticas del plutón de Santa Eulalia se ha utilizado el diagrama QAP (Streckeisen, 1976) y el diagrama Ab-An-Or (O'Connor, 1965; Barker, 1979) donde se observa la clasificación del granito externo como granito de feldespato alcalino en consonancia con la baja proporción de plagioclasa. El granito central se clasifica como un monzogranito donde algunos términos llegan a ser granodioritas - cuarzomonzonitas (Fig. 3 A y B). Se han utilizado también las relaciones A-B de Debon y Lefort (1982) con la modificación de Villaseca *et al.* (1998), y las relaciones ISA ($\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$, en valores molares) vs índice agpático ($(\text{Na} + \text{K}) / \text{Al}$). En el diagrama A-B (Fig. 8) se diferencian claramente ambas facies graníticas ya que el granito externo posee valores menores de ambos parámetros; según los valores de estas relaciones, las muestras del granito externo se proyectan en el campo de los granitos de tipo-I, mientras que las muestras del granito central se proyectan mayoritariamente en el campo de los tipo-S. En el diagrama ISA versus índice agpático con la división entre granitos de tipo I y S introducida por Chappell y White (1992), el granito externo se clasifica como ligeramente peraluminoso y de tipo-I, mientras que el granito central es de poco a

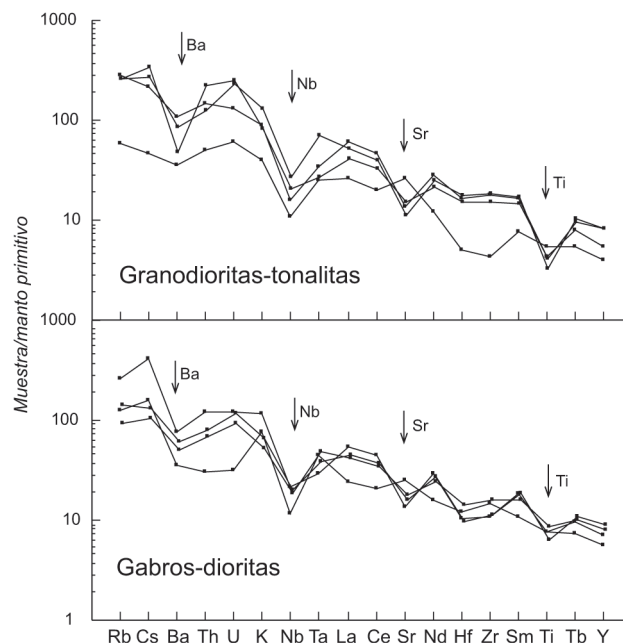


Figura 7.- Diagramas multielementales aplicados a las rocas gabrodioríticas y a las tonalitas-granodioritas. Normalización a una composición mantélica en base a Rollingson (1993) y referencias allí contenidas.

bastante peraluminoso y predominantemente de tipo-S aunque algunas muestras se proyectan en el campo de granitos I. Ninguna de las muestras estudiadas se proyecta en el campo peralcalino o en sus proximidades. Dado que trabajos previos han caracterizado al granito externo como de tendencias alcalinas-peralcalinas, hemos profundizado al respecto estudiando la concentración de elementos como los álcalis, Ga, Nb, Y, Zr, y REE. Las abundancias de estos elementos son normales y comparables a las de otros granitos peraluminosos y de tipo S. La comparación de la concentración de estos elementos (Nb, Zr, Y, Ce, álcalis) con la relación Ga/Al y con los campos definidos por Whalen *et al.* (1987), muestra que los granitos del plutón de Santa Eulalia se proyectan sólo parcialmente en el campo de los granitos tipo-A. Además, una comparación con granitos tipo-S (granitos con la asociación cordierita + andalucita + turmalina) del batolito de Nisa-Albuquerque pone de manifiesto que estos últimos también se proyectan en el campo de granitos tipo-A y con un rango similar al de los granitos de Santa Eulalia (Fig. 8). Concluimos, por tanto, que este esquema de clasificación puede considerarse cuestionable en estos casos, y que las muestras del granito externo de Santa Eulalia estudiadas en este trabajo no corresponden a verdaderos granitos de tipo A.

La principal diferencia de elementos mayores entre las dos facies graníticas (Tabla II) consiste en la mayor concentración de CaO y menor de K_2O del granito central ($\text{CaO} \approx 1.8 - 2.1 \text{ wt } \%$; $\text{K}_2\text{O} \approx 3.8 - 4.2 \text{ wt } \%$) con respecto al granito externo ($\text{CaO} \leq 1.1 \text{ wt } \%$; $\text{K}_2\text{O} \approx 4.8 - 5.6 \text{ wt } \%$) y los contenidos ligeramente superiores en Al_2O_3 , TiO_2 y MgO del granito central. Tomando como índices de diferenciación el contenido

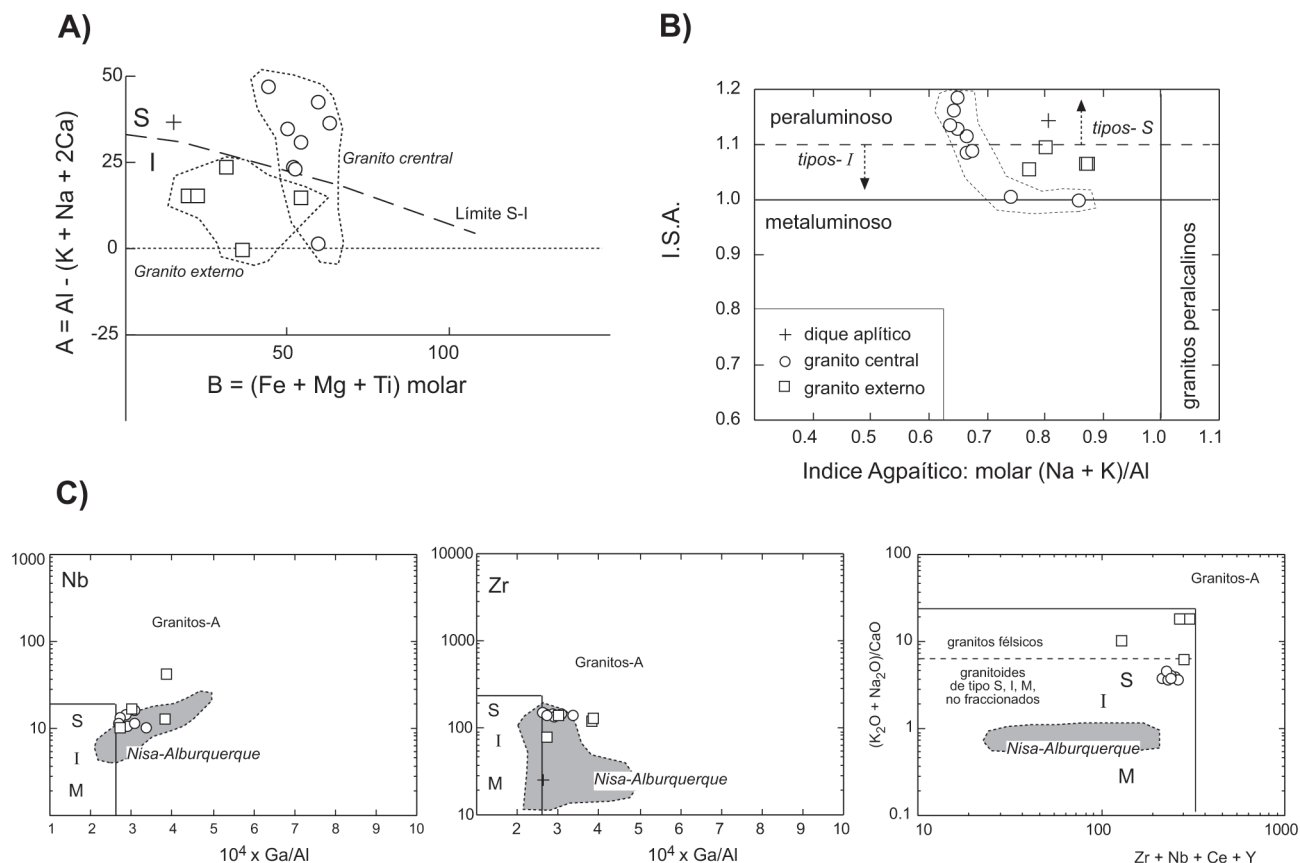


Figura 8.- Esquemas de clasificación aplicados a las rocas graníticas. **A)** Diagrama A-B de Debon y Lefort (1982). **B)** Diagrama de variación del índice de saturación en alúmina (ISA) frente al índice apatítico [(Na+K)/Al]. **C)** Diagramas de variación de Nb y Zr frente a la relación Ga/Al, y de la relación (K₂O + Na₂O)/CaO frente a la suma de Zr + Nb + Ce + Y. Los campos de clasificación han sido definidos por Whalen *et al.* (1987).

en SiO₂ y el parámetro B, se han estudiado las tendencias geoquímicas para los dos granitos del plutón de Santa Eulalia (Fig. 9). En el granito externo, se observa una disminución en Ti₂O, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO y P₂O₅ con el aumento del índice de diferenciación. Otros elementos, como el K₂O, Na₂O y el parámetro ISA, no presentan tendencias definidas. En el granito central, las tendencias son similares aunque con algunas diferencias entre las que destacan: (i) unas tendencias de disminución menos marcadas, especialmente en los casos del MgO, CaO y Fe₂O₃; (ii) la concentración de Al₂O₃ y K₂O se mantienen constantes al variar el índice de diferenciación, mientras que la relación K₂O/Na₂O aumenta con la diferenciación; (iii) el contenido en P₂O₅ y el parámetro ISA no muestran tendencias definidas en el granito central.

Con respecto a los elementos traza destacan los elevados contenidos en Ba (438-637 ppm), Sr (169-260 ppm) y Zr (130 – 140 ppm) del granito central respecto al granito externo (Tabla II). En el granito externo, los elementos Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba, Sc, V y Sn disminuyen con la diferenciación, mientras que Ga, Y, Nb, Zr, Pb, U, Th muestran tendencias algo más erráticas, aunque se puede apreciar cierta disminución seguida de un incremento al aumentar en índice de diferenciación (Fig. 10). Otros elementos como las tierras raras presentan tendencias algo variables y erráticas. En el

granito central, Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba, Sc, V y Sn no muestran tendencias definidas con la diferenciación, aunque se puede observar cierta disminución en Sr, V y Sn. Los elementos Ga, Y, Nb, Zr, Pb, U, y Th muestran también escasa variación y se mantienen bastante constantes al aumentar el índice de diferenciación, observándose cierto aumento del Ga.

Los patrones de tierras raras del granito externo se caracterizan por tener escaso fraccionamiento (bajas relaciones La/Lu) lo que se traduce en espectros de tierras raras bastante planos; también presentan una importante anomalía negativa del Eu. En el granito central, los patrones de tierras raras tienen mayor fraccionamiento, y menor anomalía negativa del Eu, por lo que los espectros tienen pendientes negativas más marcadas (Fig. 11).

Mediante diagramas multielementales se han comparado los dos granitos del plutón de Santa Eulalia con granitos de tipo A, S e I, tomando para ello los análisis presentados por Whalen *et al.* (1987) representativos de los granitos félsicos australianos (Fig. 12). En la comparación, destacan una vez más las diferencias marcadas de los granitos externo y central con los granitos de tipo A, diferencias asociadas a las menores concentraciones en Sr, Ba, Zr, Nb, Y, Ce y Zn del granito externo, y a las mayores concentraciones de MgO, P₂O₅, Ba, Sr y menores en Zr, Nb, Y, Ce y Zn del granito central. Los patrones multielementales de los

Ref. facies	sel2 dique	sel1 G. Ext.	sel4 G. Ext.	sel15 G. Ext.	sel17 G. Ext.	sel27 G. Ext.	sel10 G. Cent.	sel11 G. Cent.	sel19 G. Cent.	sel20 G. Cent.	sel21 G. Cent.	sel22 G. Cent.	sel24 G. Cent.	sel26 G. Cent.	sel25 dique
wt%															
SiO ₂	70,53	73,12	75,77	77,13	77,86	72,88	72,88	73,40	69,72	72,53	72,70	72,51	70,53	73,41	75,32
TiO ₂	0,63	0,23	0,23	0,10	0,11	0,38	0,40	0,34	0,50	0,44	0,42	0,42	0,38	0,28	0,05
Al ₂ O ₃	14,76	14,05	13,92	13,18	12,90	14,66	15,28	15,62	15,35	15,50	15,01	15,72	15,31	15,47	14,90
Fe ₂ O ₃	1,02	1,96	1,40	1,06	1,38	2,45	2,24	1,98	2,24	2,55	2,02	2,48	2,06	1,77	0,56
MgO	1,46	0,23	0,37	0,15	0,07	0,63	0,74	0,75	0,89	0,91	0,74	0,80	0,78	0,65	0,26
MnO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,11	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01
CaO	2,00	1,10	0,87	0,48	0,48	1,43	1,96	2,03	2,15	2,09	2,04	1,88	2,16	1,66	0,58
Na ₂ O	7,47	3,98	3,08	3,82	3,60	3,63	3,32	3,44	4,11	3,20	3,34	3,59	3,69	3,50	3,16
K ₂ O	1,07	5,12	5,63	4,84	4,93	4,95	4,35	4,17	4,28	4,25	4,28	3,92	3,84	4,00	6,26
P ₂ O ₅	0,11	0,06	0,08	0,03	0,02	0,09	0,14	0,13	0,16	0,17	0,13	0,23	0,14	0,11	0,42
Tot	99,07	99,87	101,36	100,79	101,36	101,15	101,33	101,89	99,45	101,75	100,72	101,58	98,91	100,90	101,51
ppm															
B	58,10	35,87	31,58	19,57	22,25	54,52	54,37	50,39	59,66	63,66	51,84	59,56	52,66	44,35	14,84
ISA	0,86	0,99	1,09	1,06	1,06	1,05	1,11	1,12	1,00	1,13	1,08	1,16	1,08	1,18	1,14
Mg#	58,91	10,63	20,94	12,07	4,90	20,48	24,79	27,47	28,46	26,32	26,86	24,49	27,35	26,86	31,94
An	12,39	7,76	6,70	3,73	3,77	10,46	15,16	15,58	14,89	16,38	15,71	14,69	16,37	13,23	4,23
Ab	79,56	48,35	40,75	50,85	48,91	45,66	44,10	45,51	49,03	43,17	44,26	48,20	48,22	48,03	40,00
Ort	8,03	43,87	52,54	45,11	47,30	43,87	40,74	38,89	36,06	40,44	40,01	37,09	35,39	38,73	55,76
Q	20,00	29,00	35,00	19,00	37,00	30,00	34,00	34,00	26,00	35,00	34,00	34,00	31,00	36,00	34,00
A	76,00	66,00	61,00	18,00	60,00	31,00	27,00	26,00	27,00	27,00	27,00	25,00	24,00	25,00	66,00
P	4,00	5,00	4,00	62,00	2,00	39,00	39,00	40,00	47,00	39,00	40,00	41,00	44,00	39,00	0,00
ppm															
Li	-	-	80,71	54,77	47,78	108,75	98,25	137,21	90,42	192,11	78,72	93,69	159,97	129,10	18,80
Rb	-	-	328,65	268,53	236,69	275,56	211,14	236,17	231,15	321,91	227,57	191,85	231,16	278,39	275,84
Cs	-	-	7,36	4,47	3,55	9,67	10,22	9,27	10,49	16,51	8,66	11,27	13,46	14,44	7,42
Be	-	-	6,98	7,64	4,33	7,85	4,89	4,42	4,22	6,79	4,56	3,37	8,29	15,36	2,12
Sr	-	-	52,97	2,30	1,81	89,22	220,53	217,58	268,02	279,53	209,16	169,36	232,67	172,15	34,93
Ba	-	-	235,60	3,07	3,13	355,43	529,20	523,47	579,13	637,91	511,97	438,80	451,23	518,31	74,95
Sc	-	-	3,34	7,15	6,53	8,88	5,61	4,91	5,12	6,53	4,96	4,46	5,38	4,52	8,14
V	-	-	14,21	3,29	3,30	23,15	32,78	27,11	33,46	38,59	29,18	26,20	29,15	22,41	7,44
Cr	-	-	6,81	4,98	4,69	9,52	11,78	11,08	12,58	13,53	10,71	12,71	11,36	11,28	6,13
Co	-	-	69,20	78,17	74,32	66,43	86,36	79,86	86,73	97,03	82,85	76,33	84,82	97,95	84,55
Ni	-	-	3,67	3,30	3,04	5,15	5,05	4,53	4,90	5,22	4,87	4,72	4,84	4,65	5,06
Cu	-	-	6,06	6,05	7,86	6,97	6,48	7,16	9,86	11,95	6,95	6,30	6,58	6,81	6,48
Zn	-	-	19,82	41,10	40,54	40,13	48,34	49,16	48,70	118,40	44,06	47,35	48,13	41,64	26,96
Ga	-	-	20,25	26,67	26,50	23,47	23,32	24,02	21,87	25,33	21,65	22,01	25,09	27,62	20,78
Y	-	-	17,44	49,92	63,63	37,00	18,04	13,48	15,02	20,27	16,92	14,98	14,83	14,13	4,76
Nb	-	-	9,86	12,56	40,66	16,83	14,31	10,35	11,44	15,92	13,34	11,20	11,22	10,03	12,82
Ta	-	-	1,70	4,08	63,20	1,08	2,52	1,10	1,54	2,05	1,80	0,47	1,12	1,59	5,74
Zr	-	-	75,43	116,92	124,65	138,17	140,88	129,47	139,85	139,33	135,85	146,34	139,16	134,56	25,66
Hf	-	-	2,65	4,70	5,26	4,30	3,92	3,65	3,76	3,97	3,93	3,87	3,98	3,85	1,59
Mo	-	-	0,31	0,52	0,67	2,82	0,32	0,30	0,27	0,49	0,39	0,67	0,34	0,54	0,25
Sn	-	-	4,75	4,13	3,41	8,34	6,46	6,68	9,00	48,38	6,94	8,37	8,01	5,93	3,48
Tl	-	-	1,56	1,37	1,25	1,35	1,23	1,27	1,18	2,17	1,21	1,05	1,27	1,48	1,37
Pb	-	-	23,04	33,68	32,81	22,70	30,27	34,19	26,58	29,31	28,59	17,58	33,55	41,23	25,30
U	-	-	2,40	11,38	25,54	7,73	3,35	3,33	2,48	7,50	6,04	7,07	3,50	4,49	3,57
Th	-	-	8,70	65,69	68,57	24,43	18,63	15,17	16,73	20,07	16,97	13,95	16,94	17,94	1,30
ppm															
La	-	-	13,52	37,05	30,92	42,21	43,07	32,96	38,82	45,68	40,05	34,50	36,44	36,15	1,08
Ce	-	-	26,25	88,28	76,56	91,31	83,74	63,42	75,06	88,54	76,65	67,15	69,76	69,36	3,70
Pr	-	-	3,04	12,03	10,56	9,23	9,48	7,06	8,58	10,14	8,65	7,76	7,83	7,62	0,31
Nd	-	-	11,63	46,92	42,98	32,27	33,90	25,28	30,85	36,08	30,71	28,00	27,70	26,90	1,23
Sm	-	-	2,77	11,99	12,50	6,78	6,21	4,83	5,54	6,71	5,67	5,32	5,15	5,06	0,37
Eu	-	-	0,39	0,01	0,06	0,59	0,99	0,93	1,01	1,18	0,90	0,91	0,98	1,00	0,11
Gd	-	-	2,84	9,53	10,31	6,29	4,73	3,81	4,17	5,24	4,32	4,19	4,15	4,02	0,49
Tb	-	-	0,53	1,45	1,62	1,06	0,68	0,52	0,57	0,75	0,62	0,60	0,58	0,55	0,08
Dy	-	-	3,16	7,96	9,08	6,14	3,44	2,70	2,95	3,91	3,24	2,97	2,96	2,78	0,55
Ho	-	-	0,65	1,49	1,58	1,23	0,67	0,49	0,56	0,75	0,62	0,54	0,55	0,53	0,11
Er	-	-	1,63	3,90	4,45	3,29	1,80	1,32	1,50	1,95	1,70	1,31	1,45	1,41	0,33
Tm	-	-	0,23	0,56	0,68	0,48	0,27	0,20	0,22	0,28	0,25	0,20	0,21	0,20	0,06
Yb	-	-	1,29	3,66	4,52	3,27	1,63	1,22	1,33	1,77	1,58	1,15	1,28	1,25	0,44
Lu	-	-	0,18	0,60	0,83	0,53	0,25	0,18	0,20	0,26	0,23	0,17	0,19	0,19	0,06
REE tot	-	-	68,10	225,41	206,62	204,67	190,84	144,92	171,34	203,25	175,19	154,76	159,23	157,01	8,91
La/Lu	-	-	76,40	61,64	37,24	80,23	172,98	181,10	199,06	174,33	172,60	202,96	187,83	186,31	18,56
Nb/La	-	-	0,73	0,34	1,31	0,40	0,33	0,31	0,29	0,34	0,33	0,32	0,30	0,27	11,89

G. Ext: granito externo

G. Cent: granito central

B: Parámetro B = (Fe + Ti + Mg)

ISA: Índice de saturación en aluminio = [Al₂O₃]/[(Na₂O+K₂O+CaO)] molar

Mg#: [(Mg)/(Mg+Fe)]x100

An: Anortita; Ab: Albita; Ort: Ortosa. // Q: Cuarzo; A: Feldespato alcalino; P: Plagioclasa

Tabla II.- Análisis químico en roca total de elementos mayores y trazas en las rocas graníticas del plutón de Santa Eulalia.

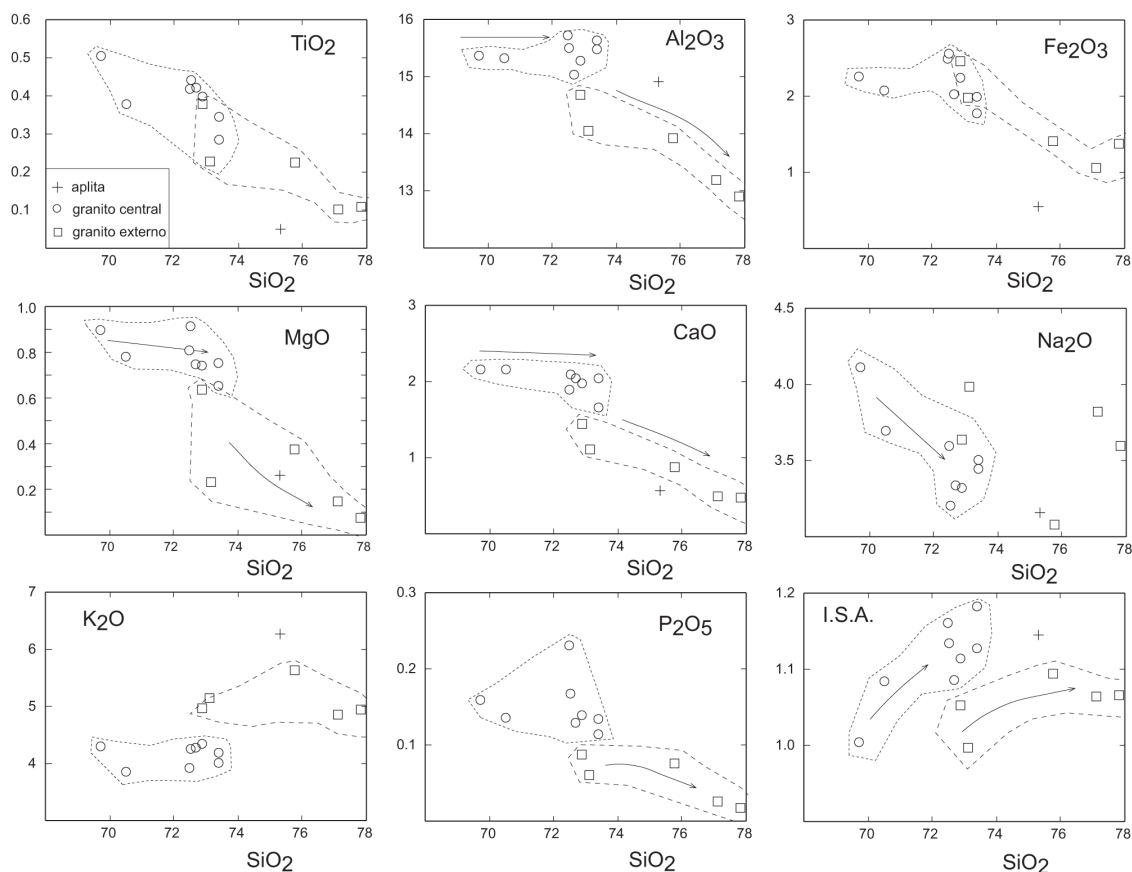


Figura 9.- Diagramas de variación de los elementos mayores frente a la sílice aplicados a las rocas graníticas.

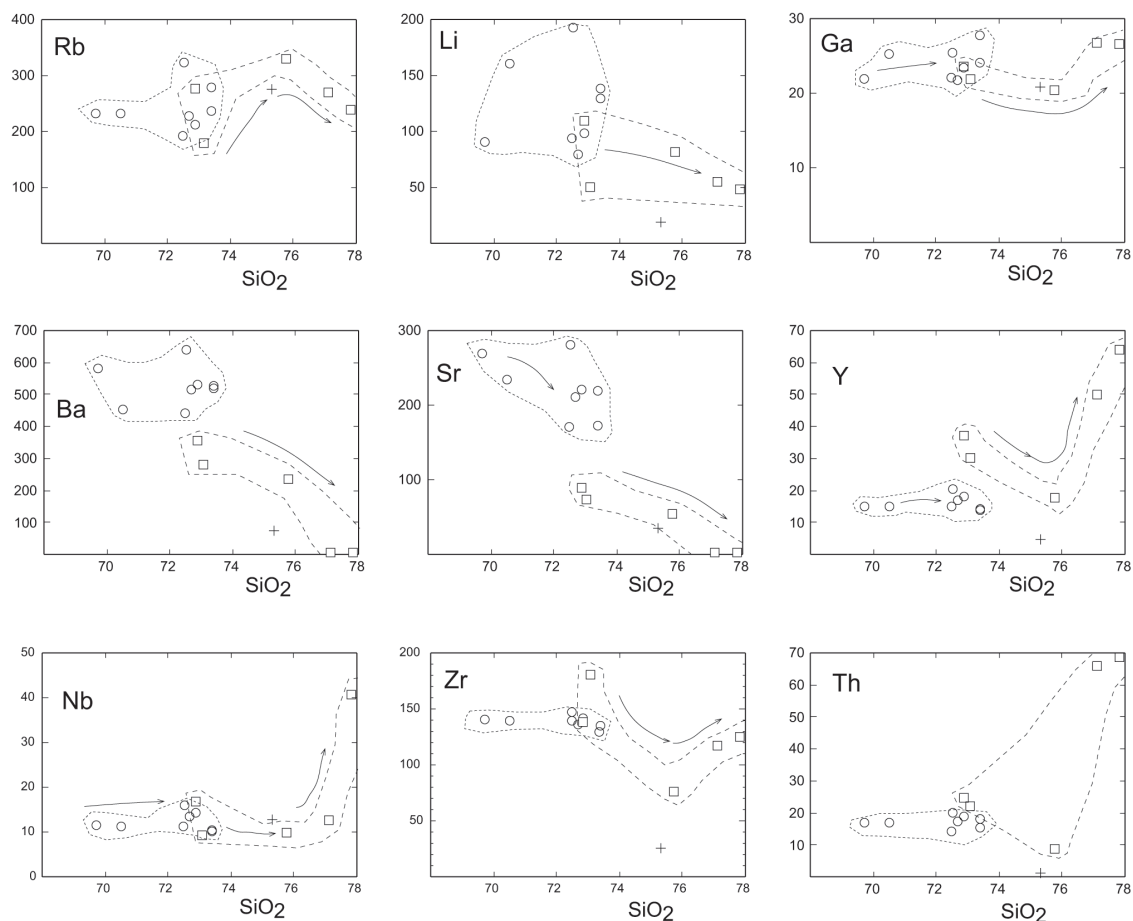


Figura 10.- Diagramas de variación de una selección de elementos traza frente a la sílice en las rocas graníticas.

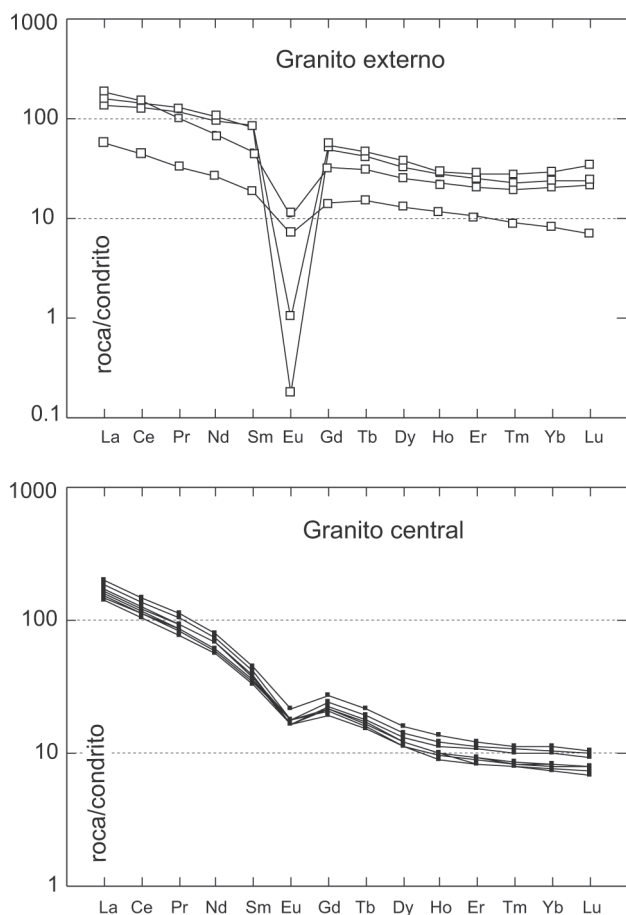


Figura 11.- Diagramas de abundancia de tierras raras de las rocas graníticas normalizadas al condrito según Anders y Ebihara (1982).

granitos externo y central se aproximan mejor a los de granitos de tipo I-S, aunque existen ciertas diferencias. En el granito externo, las diferencias más destacables son las importantes anomalías negativas del Ba y Sr, así como la menor concentración de MgO. El granito central se diferencia de los granitos I en sus mayores contenidos en Fe_2O_3 y P_2O_5 y menores en Y y V. Con respecto a los granitos S, la principal diferencia está en el mayor contenido en Sr - Ce, y menor en Y - Sc.

Discusión

Relaciones intrusivas entre facies

El plutón de Santa Eulalia presenta bastante complejidad debido a la diversidad de rocas ígneas que lo integran. Esta diversidad es comparable a las de otros complejos intrusivos de la Zona de Ossa-Morena y contrasta con los batolitos del SO de la Zona Centroibérica, más monótonos en facies y aparentemente con menor grado o ausencia de interacción entre granitos y rocas básicas-intermedias. En el plutón de Santa Eulalia parece existir cierta contemporaneidad en la intrusión de todas las facies, como lo evidencian los procesos de mezcla entre los polos básico-ácido, los contactos sinuosos y las relaciones de inclusión. En el caso de las rocas gabro-dioríticas, es probable que éstas se emplazaran

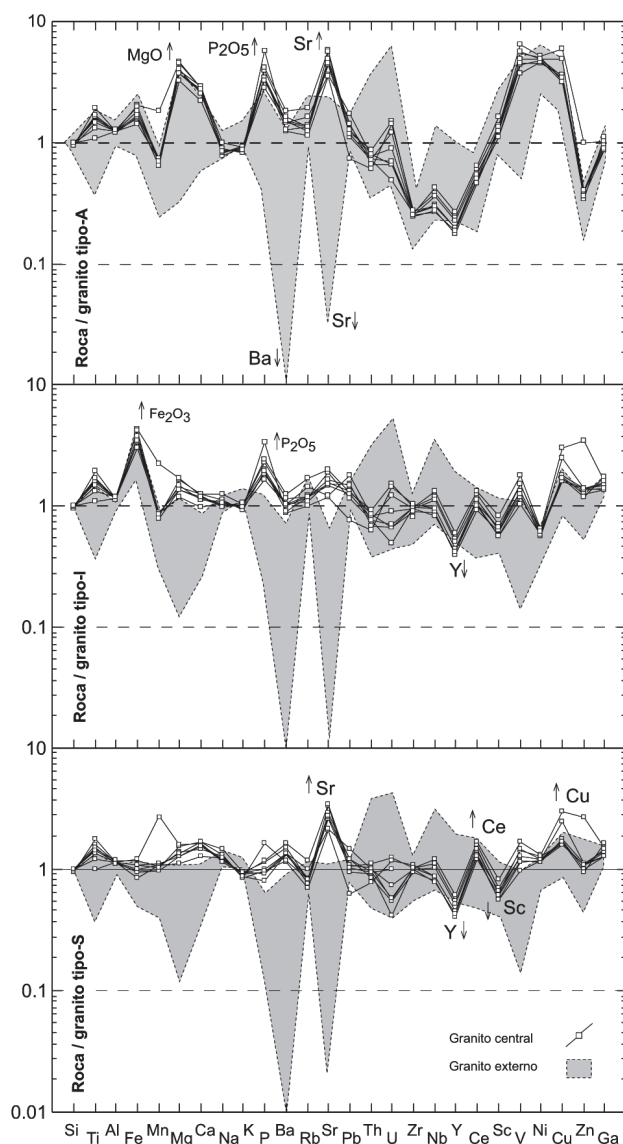


Figura 12.- Diagramas multielementales aplicados a las rocas graníticas. Normalización a los tipos graníticos A, I y S según los valores de Whalen *et al.* (1987).

inicialmente en un encajante metamórfico como indica la presencia de cuerpos de rocas gabro-dioríticas y metasedimentos en contacto, estando todo este conjunto incluido en el granito externo (Fig. 2 A y B). La intrusión del granito externo tuvo que darse inmediatamente después o simultáneamente a estas primeras intrusiones de magmas básicos, ya que se observan frecuentes relaciones de mezcla entre ambos. Posteriormente al emplazamiento granítico, las intrusiones básicas debieron continuar ya que también se observan rocas gabro-dioríticas sin relación con metasedimentos y con estructuras de mezcla con el granito externo. El granito central apenas presenta intrusiones o enclaves del resto de facies y tampoco presenta enclaves metasedimentarios (Fig. 1). Estos datos sugieren un emplazamiento ligeramente más tardío para el granito central, que durante su intrusión podría haber desplazado hacia la periferia del plutón a los cuerpos básicos y metasedimentarios incluidos en el granito externo.

Relación entre gabro-dioritas, granodioritas-tonalitas y granito externo

La posible relación petrogenética entre estos grupos de rocas se considera poco probable debido a las siguientes observaciones. (i) Consideraciones volumétricas: el granito externo forma una superficie de afloramiento importante que debe equivaler a un gran volumen de magma granítico. En contraste, el volumen que se puede estimar de gabro-dioritas y granodioritas-tonalitas aflorantes es bastante menor, y para generar el granito externo por un proceso de cristalización fraccionada a partir de composiciones iniciales gabro-dioríticas, sería necesario partir de volúmenes iniciales de éstas bastante mayores (más del doble) al de los granitos supuestamente diferenciados (Van Wagoner *et al.*, 2002). Por ello, es más plausible la generación de los magmas graníticos por la fusión parcial de protolitos de composición intermedia – ácida, con porcentajes de fusión parcial del orden del 20 – 50% (Clemens y Vielzeuf, 1987).

(ii) Distribución de composiciones en el plutón de Santa Eulalia: las composiciones más frecuentes son aquellas que están en torno a valores de SiO₂ del 70 – 75% y del 50 – 60% de SiO₂ predominando netamente las primeras (graníticas). La importancia en términos volumétricos del intervalo 60 – 70% de SiO₂, es bastante menor. Esta distribución modal, dominada por el polo granítico y con un escaso pico modal básico-intermedio, sugiere una falta de relación petrogenética entre los polos básicos y ácidos. Un proceso de diferenciación en el que a partir de magmas básicos se derivaran rocas graníticas generaría una suite en la cual las abundancias relativas estarían dominadas por las rocas básicas seguidas de las intermedias y finalmente, en baja proporción, se formarían los términos graníticos. Este esquema teórico es bastante opuesto al observado en el plutón de Santa Eulalia.

Petrogénesis de las rocas gabro-dioríticas y de las granodioritas-tonalitas

El origen de las rocas gabro-dioríticas es profundo, posiblemente mantélico, aunque dados sus contenidos en MgO (7-4%), Ni (10-60 ppm) y Cr (90-175 ppm), no se trata de magmas primarios, sino de magmas con bastante evolución. Las relaciones La/Lu y el contenido en tierras raras pesadas parecen indicar un fraccionamiento moderado, lo que sugiere una escasa importancia del granate (portador de las tierras raras pesadas) como mineral residual o como fase fraccionante.

Algunos rasgos geoquímicos de las rocas gabro-dioríticas y de las granodioritas-tonalitas apuntan a una naturaleza calco-alcalina: (i) las tendencias de diferenciación, con disminución en Fe₂O₃ y TiO₂, son de tipo calcoalcalino; y (ii) las anomalías negativas en Nb-Ti (Fig. 12) pueden ser una signature geoquímica asociada frecuentemente a un manto transformado o

metasomatizado por procesos previos de subducción (Wilson 1989, Green, 1995, Stolz *et al.*, 1996; Proteau *et al.*, 1999). Sin embargo, este tipo de patrones y anomalías también se pueden generar a partir de magmas básicos intraplaca con contaminación en una corteza empobrecida en Nb, Ta, Ti, y enriquecida en otros elementos como Rb, K, Zr, Hf y Th (Wilson, 1989). Por ello, es importante evaluar la posibilidad de contaminación cortical en las rocas estudiadas. Las relaciones de mezcla con el granito externo sugieren cierto grado de contaminación cortical en la zona de emplazamiento, aunque dicha contaminación se limita a las zonas más próximas a los contactos de mezcla y no parece haber cambiado apreciablemente la composición en el interior de los cuerpos gabro-dioríticos.

La posibilidad de contaminación en otros niveles corticales más profundos se puede evaluar observando relaciones inter-elementales. En el caso de la relación Zr/Y, más elevada a mayor contaminación, oscila entre valores de 2,5 y 8, siendo los valores > 4 los asociados a procesos de contaminación cortical de magmas básicos (Bolhar *et al.*, 2003). Sin embargo la concentración de Y, así como su variación con la diferenciación (ligero aumento) parecen indicar una escasa contaminación cortical (Fig. 5). Un argumento similar es válido en el caso del Zr, que muestra una disminución con la diferenciación, tendencia que sería opuesta a la que generaría un proceso de contaminación cortical (Figs. 5 y 13). Otros indicadores, como la relación Nb/La y su variación con la diferenciación, parecen indicar nula o escasa contaminación cortical de las rocas gabro-dioríticas. Esta relación debería disminuir con la diferenciación como consecuencia del inferior contenido en Nb en las rocas de la corteza inferior (Wilson, 1989; Kerrich *et al.*, 1999), lo cual no se observa en las gabro-dioritas estudiadas en las que destaca la constancia de la relación Nb/La (Fig. 13). En conclusión, estas rocas probablemente tienen escasa contaminación cortical, y su evolución es consecuencia mayoritariamente de procesos de cristalización fraccionada.

La paragénesis mineral fraccionante pudo haber consistido en plagioclasa (disminución en CaO, Sr con la diferenciación) y piroxenos (orto y clino) ± anfíbol ± rutilo (reducción en CaO, Fe₂O₃, TiO₂, MgO, V, Ni, Cr, con la diferenciación) como principales fases. La constancia del MnO, así como el ligero aumento del Y con la diferenciación en las gabro-dioritas, apoya la idea de la escasa importancia del granate como fase fraccionante o residual en cantidades importantes. Este hecho también sugiere que la diferenciación se dio en zonas poco profundas. La tendencia al empobrecimiento en Zr sugiere la temprana estabilidad y fraccionamiento de algún mineral que incluya Zr en su estructura, bien en cantidades de traza o como constituyente esencial (baddeleyita, ZrO₂). El Zr en las gabro-dioritas muestra buenas correlaciones sólo con el Ti (Fig. 3), Fe, V, Sc, Cr, y en menor medida con las HREE. Estas correlaciones podrían ser compatibles con

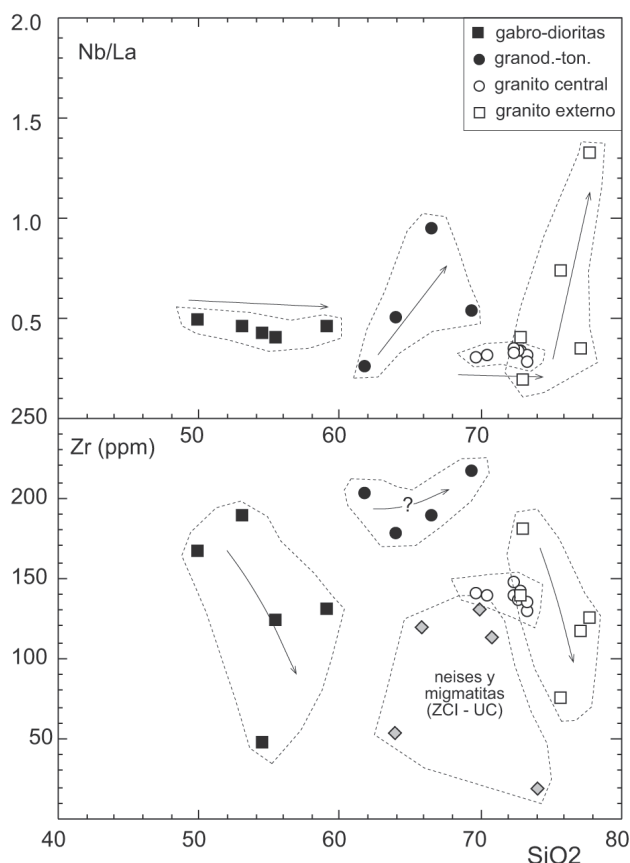


Figura 13.- Variación de la relación Nb/La y del contenido en Zr frente a la sílice para el conjunto de las principales facies del plutón de Santa Eulalia.

la incorporación del Zr en fases o asociaciones residuales tipo rutilo-magnetita-cromita.

El caso de las granodioritas-tonalitas es más complejo, ya que muestran una dispersión considerable en las concentraciones de muchos elementos y es difícil apreciar tendencias geoquímicas bien definidas (Fig. 5). De acuerdo con los datos presentados, las granodioritas-tonalitas no parecen haber sido generadas por diferenciación a partir de magmas representados por las rocas gabro-dioríticas, ya que presentan mayor contenido en Zr con respecto a las gabro-dioritas, y en estas últimas este elemento disminuye con la diferenciación. Otros elementos (Y, Ba, La) tampoco parecen encajar bien con las tendencias definidas por las rocas gabro-dioríticas. Las granodioritas-tonalitas tampoco han podido formarse por un proceso de mezcla entre gabro-dioritas y granitos ya que ambos grupos tienen menor contenido en Zr que aquellas (Figs. 5 y 13). Las rocas encajantes del entorno, como ortoneises y migmatitas situadas al O-NO del plutón tampoco presentan composiciones apropiadas para haber generado la composición de las granodioritas-tonalitas, ni por un proceso de mezcla con rocas más básicas ni por una asimilación o fusión parcial de estas litologías (Fig. 13). Las granodioritas-tonalitas, aunque, al igual que las gabro-dioritas, poseen importantes anomalías negativas de Nb y Ti, difieren de éstas en que sus relaciones Nb/La son muy

variables. Esta variación no parece ser de disminución con la diferenciación, por lo que no sería atribuible a una contaminación cortical en la corteza inferior. En base a estas características, planteamos como origen más plausible la fusión parcial de rocas máficas de la corteza inferior-media con un quimismo calco-alcalino similar al de las rocas gabro-dioríticas estudiadas. Las heterogeneidades del material fuente, junto con valores variables del grado de fusión parcial explicarían la variabilidad de relaciones Nb/La observada y la dispersión de valores de concentración de otros elementos. Esta hipótesis presenta el problema de la dificultad en las investigaciones experimentales para obtener fundidos de composición granodiorítica a partir de la fusión parcial de rocas anfibolíticas o máficas en general (Johannes y Holtz, 1996; Castro *et al.*, 1999). No obstante, considerando la fusión parcial determinados protolitos mixtos máficos – neísicos, se pueden obtener composiciones granodioríticas (Castro *et al.*, 1999).

Petrogénesis de los granitos

Aunque algunas muestras del granito externo tengan contenidos altos en K_2O y relaciones K/Na algo elevadas, y por ello se les haya denominado granitos alcalinos, ninguna de las dos facies graníticas de Santa Eulalia (granito externo y central) presenta las características típicas de granitos de tipo A. Así, las relaciones Ga/Al son normales y los contenidos totales en REE distan de ser elevados; las concentraciones en elementos del grupo HFS (alta carga iónica: Nb, Ga, Zr, Y, etc.) son moderadas (Fig. 8), y el patrón de abundancia multi-elemental se aleja del típico patrón de granitos alcalinos (Fig. 12). Las características geoquímicas y mineralógicas de estos granitos apuntan a que se trata de granitos de tipo I, o mixtos entre I y S, en el sentido de que posiblemente hubiera un componente metasedimentario en su zona fuente, lo que explicaría algunas características químicas como la peraluminosidad aún en ausencia de minerales típicamente índices como cordierita y andalucita. A partir de los datos geoquímicos, también se infiere que el granito externo y el granito central son independientes petrogenéticamente: la única hipótesis razonable para relacionar ambos granitos sería la diferenciación desde términos peraluminicos (granito central) a menos peraluminicos (granito externo) acompañada con la disminución en las concentraciones de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 , CaO, P_2O_5 , Sr, Ba, V, Zr. Esta hipótesis contrasta, en cambio, con las relaciones de campo y las tendencias de evolución geoquímica en las que se observa cierta desconexión (Al_2O_3 , MgO, CaO, K_2O) entre los grupos de muestras de ambos granitos (Figs. 9 y 10). Además, no es posible ligar los espectros de REE de ambos granitos mediante procesos de diferenciación magmática. La alternativa más razonable, por tanto, es que ambos granitos procedan de protolitos diferentes.

Al considerar la evolución de la relación La/Lu y el contenido total en REE con respecto al índice de diferenciación en los granitos central y externo, y por comparación, en las facies graníticas de tipo S del batolito de Nisa-Alburquerque (sector meridional de la Zona Centroibérica), se observan tres patrones evolutivos diferentes (Fig. 14):

1. En el granito central del plutón de Santa Eulalia, el contenido total en REE decrece con la diferenciación pero la relación La/Lu no varía. Este caso se puede explicar mediante el fraccionamiento de una asociación de accesorios portadores de tierras raras durante la cual las proporciones se mantendrían constantes.

2. En la facies externa del plutón de Santa Eulalia, el contenido total en REE se mantiene estable con la diferenciación, pero la relación La/Lu decrece. Este caso requiere un proceso distinto al de cristalización fraccionada. Lo más probable sería la formación del conjunto granítico por sucesivos pulsos magmáticos, cada uno generado por distinto grado de fusión parcial lo que afectaría a su relación La/Lu, pero menos a sus contenidos totales de REE.

3. En las facies graníticas de tipo S del batolito de Nisa-Alburquerque, el contenido total en REE y la relación La/Lu decrecen con la diferenciación. Este es un hecho común en los granitoides de tipo S de la zona Centroibérica, relacionado probablemente con una cristalización fraccionada secuencial en la que la paragénesis fraccionante iría cambiando en sus proporciones minerales (Ramírez y Menéndez, 1999).

Estas consideraciones sugieren la formación del granito externo de Santa Eulalia mediante sucesivos pulsos magmáticos generados por grados de fusión parcial ligeramente diferentes, lo cual posiblemente contribuyó a generar las relaciones de tierras raras observadas y su variación con la diferenciación. Estas variaciones también pueden ser debidas a la heterogeneidad composicional del protolito, que pudo haber influido en las relaciones La/Lu de los diferentes pulsos. El granito externo presenta importantes anomalías negativas de Ba, Sr y Eu, lo cual puede guardar relación con la escasa proporción modal de plagioclasa observada: es probable que en el área fuente la plagioclasa fuese una fase poco abundante además de haberse dado posiblemente cierto fraccionamiento de plagioclasa en los magmas primarios.

El granito central, constituyó quizá un único pulso magmático, de composición monzogranítica, que se diferenció ligeramente en la zona de emplazamiento por enfriamiento desde los bordes hacia el interior, dando lugar al zonado normal con granitos más leucocráticos en el núcleo central y escasos términos granodioríticos en zonas periféricas. La variación geoquímica es bastante escasa (Figs. 9 y 10) por lo que se deduce que la diferenciación magmática (por cristalización fraccionada) debió ser reducida. Este granito presenta un mayor contenido en Ca, Sr, Ba y Zr, en comparación con el granito externo, por lo que el protolito pudo ser de composición más cálcica y con

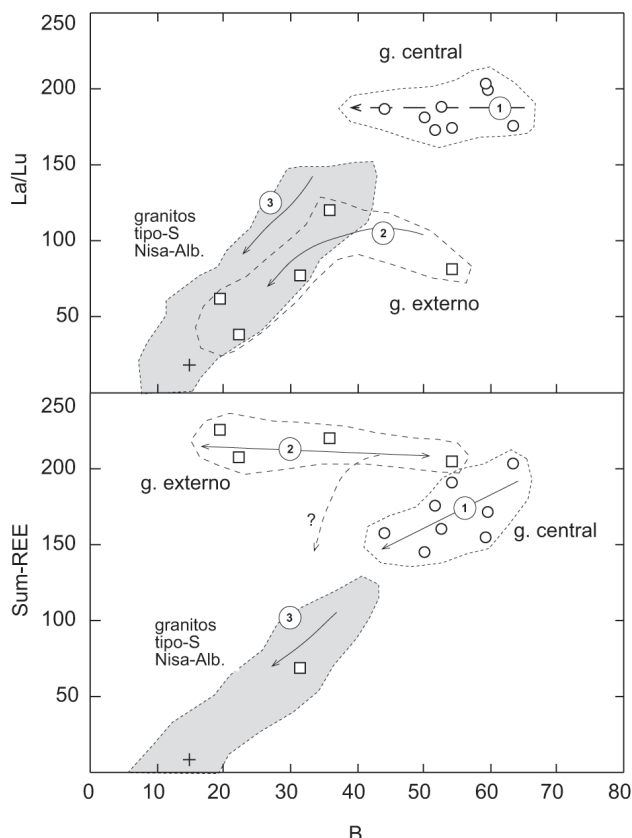


Figura 14.- Variación de la relación La/Lu y de la suma de concentraciones de tierras raras frente al parámetro B. Se han proyectado los valores correspondientes a los dos tipos graníticos: granito externo y central. Por comparación se representa el campo correspondiente a los granitos de tipo S del batolito de Nisa-Alburquerque (González Menéndez, 1998; 2002).

menor relación K/Na. Estos datos también se podrían deber a un mayor grado de fusión parcial sobre un protolito con un componente I. En este caso el fraccionamiento de plagioclasa debió ser menos importante (menor anomalía del Eu).

Conclusiones

Considerando las relaciones de campo observadas se concluye que las distintas rocas ígneas que forman el plutón de Santa Eulalia fueron contemporáneas en su formación y emplazamiento. La geoquímica de las rocas gabro-dioríticas sugiere una zona fuente situada posiblemente en el manto superior. Esta zona pudo haber sido transformada previamente por la adición de componentes volátiles (H_2O) junto con otros elementos, dando lugar a una geoquímica calcoalcalina que posteriormente heredarían los magmas básicos allí generados. Estos magmas gabro-dioríticos generados ascenderían y se emplazarían temporalmente en la corteza inferior-media, donde tendría lugar la diferenciación magmática observada en estas rocas y consistente esencialmente en una cristalización fraccionada secuencial con escasa contaminación cortical asociada.

La fusión parcial en la corteza inferior-media de protolitos mixtos máficos - nefícos generaría magmas

de composición intermedia-ácida (granodioritas-tonalitas)

La fusión de litologías metaígneas y metasedimentarias de composición intermedia daría lugar a magmas graníticos con componentes mixtos S/I (granitos central y externo).

Los primeros magmas en ascender y emplazarse en la corteza superior serían los de composición gabro-diorítica y granodiorítica-tonalítica, debido posiblemente a su origen más temprano y su menor viscosidad. La intrusión se realizó en rocas metasedimentarias \pm metaígneas de composición intermedia-ácida (actual encajante). De forma casi simultánea, se emplazaría el granito externo en forma de numerosos pulsos, que fueron englobando a los cuerpos de metasedimentos encajantes y a las rocas gabro-dioríticas y granodiorítico-tonalíticas emplazadas previamente en los metasedimentos. Los sucesivos pulsos graníticos se mezclaron parcialmente con las gabro-dioritas y las granodioritas-tonalitas previamente emplazadas, y también con nuevos magmas gabro-dioríticos que a su vez intruyeron a la roca granítica. Estos procesos de mezcla, aunque frecuentes, sólo afectaron al quimismo de los cuerpos de forma local y restringida al entorno más inmediato de la zona de interacción. A pesar del aporte de calor que esto supone para el magma granítico, éste se debió enfriar rápidamente, impidiendo que los sucesivos pulsos graníticos se mezclasen homogéneamente entre sí en la zona de emplazamiento. Por ello, el granito conserva algunas heterogeneidades composicionales heredadas de los variables grados de fusión parcial y composición del protolito. Finalmente, ocurriría la intrusión del granito central, que se emplazaría aproximadamente en una posición central, desplazando hacia el exterior a todos los cuerpos incluidos previamente en el granito externo. De esta forma, se generaría la configuración de afloramiento anular que se observa en la actualidad.

Agradecimientos

Agradecemos a la Dra. Pilar Montero y al Prof. Fernando Bea su ayuda para la obtención de los análisis químicos (Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada). Parte de este trabajo ha sido financiado a través de los proyectos de investigación AMB93 - 0535, AMB94 -1432, y BTE2003-05128.

Agradecemos la labor editorial del Dr. Sancho Marcén y los comentarios y sugerencias del Dr. A. Castro y de un revisor anónimo que mejoraron sustancialmente una versión previa del manuscrito.

Referencias

Anders, E. y Ebihara, M. (1982): Solar system abundances of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 2363-2380.

Azor A., González Lodeiro, F. y Simancas, J.F. (1994): Tectonic evolution of the boundary between the Central

Iberian and the Ossa-Morena Zones. (Variscan Belt, SW Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.

Barker, F. (1979): Trondjemite: Definition, environment, and hypothesis of origin. En: *Trondjemites, dacites and related rocks* (F. Barker, Ed.), Elsevier, Amsterdam, 1-12.

Bolhar, R., Woodhead, J.D., y Hergt, J.M. (2003): Continental setting inferred for emplacement of the 2.9-2.7 Ga. Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe. *Geology*, 31: 295-298.

Burg, J., Iglesias, M., Laurent, P. y Ribeiro, A. (1981): Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.

Castro A., Patiño Douce, A.E., Corretgé, L.G., De la Rosa, J.D., El-Biad, M., El-Hmidi, H. (1999): Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 255-276.

Carrilho Lopes, J.M., Munha, J.M., y Oliveira, V.M.J. (1990). En: *VIII Semana de Geoquímica*, Abstracts, Univ. Lisboa.

Carrilho Lopes, J.M., Munha, J.M., Wu, C.T. y Oliveira, V.M.J. (1998): O complexo plutónico de Monforte-Santa Eulalia (Alentejo-NE, Portugal Central): caracterização geoquímica e considerações petrogenéticas. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, 83: 127-142.

Chappell, B.W. y White, A.J.R. (1992): I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83: 1-26.

Debon, F. y Le Fort, P. (1983): A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73: 135-149.

DePaolo, D.J., Perry, F.V. y Baldrige, W.S. (1992): Crustal versus mantle sources of granitic magmas: a two-parameter model based on Nd isotopic studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 439-446.

Gomez-Pugnaire, M.T., Azor, A., Fernández Soler, J.M. y López Sánchez-Vizcaino, V. (2003): The amphibolites from the Ossa-Morena /Central Iberian Variscan suture (SW Iberian massif): geochemistry and tectonic setting. *Lithos*, 68: 23-42.

Gonçalves F. (1971): Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Memorias del Servicio Geológico de Portugal*, 18: 62 p.

González Menéndez, L. (1998): *Petrología y geoquímica del batolito granítico de Nisa-Alburquerque*. Tesis doctoral, Univ. de Granada. 221 p.

González Menéndez, L. (2002): Petrología del batolito granítico de Nisa-Alburquerque. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (3-4): 233-246.

González Menéndez L., Azor, A. y Acosta A. (2002): Estudio petrológico del batolito de Santa Eulalia-Monforte (Alto Alentejo, Portugal). *Geogaceta*, 32: 147-150.

Green, T.H. (1995): Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120: 347-359.

Hamilton, W.B. (1995): Subduction systems and magmatism. In: Smellie, J.L. (ed) *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins. Geological Society Special Publication* 81: 3-28.

Johannes, W. y Holtz, F. (1996): *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 335 p.

Kerrick, R., Polat, A., Wyman, D. y Hollings, P. (1999): Trace element systematics of Mg- to Fe-tholeiitic basalt suites of the Superior province: Implications for Archean mantle

- reservoirs and greenstone belt genesis. *Lithos*, 46: 163-187.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudeck, A., Keller, J., Lameyre, Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. y Zanettin, B. (1989): *A Classification of Igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Matte (1986): Tectonics and plate tectonic model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- Meschede, M. (1986): A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- Montero, P. y Bea, F. (1997): Accurate determination of $^{85}\text{Rb}/^{88}\text{Sr}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ by inductively coupled plasma mass spectrometry in isotope geosciences: An alternative to isotope dilution analysis. *Analytical Chimica Acta*, 358: 227-233.
- Oliveira, V.M.J. (1975): Cartografia inédita do granito de Santa Eulalia (aneis G1, G2 e G3). *Serv. Fom. Min. Dir. Ger. Geol. Minas, Portugal*.
- O'Connor, J.T. (1965): A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S Geological Survey, Professional Paper*, 525B, B79-B84.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- Pinto, M.S. (1984): Granitoides Caledónicos e Hercínicos na Zona de Ossa-Morena (Portugal). *Mem. e Not. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 97: 81-94.
- Prouteau G., Scaillet, B., Pichavant, M. y Maury, R.C. (1999): Fluid-present melting of ocean crust in the subduction zones. *Geology*, 27: (12) 1111-1114.
- Ramírez, J.A. y Menéndez, L.G. (1999): A geochemical study of two peraluminous granites from south-central Iberia: the Nisa-Alburquerque and Jalama batholiths. *Mineralogical Magazine* 63 (1): 85-104.
- Roberts, M.P. y Clemens J.D. (1995): Feasibility of AFC models for the petrogenesis of calc-alkaline magma series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121: 139-147.
- Roberts, M.P. y Clemens J.D. (1997): Correction to Roberts, M.P. y Clemens J.D. (1995): Feasibility of AFC models for the petrogenesis of calc-alkaline magma series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 97-99.
- Rollinson, H. (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman, 352 p.
- Stolz, A.J., Jochum, K.P., Spttel, B. y Hofman, A.W., (1996): Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology*, 24: 587-590.
- Streckeisen, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33.
- Van Wagoner, N.A., Leybourne, M.I., Dadd, K.I., Baldwin, D.K. y McNeil, W. (2002): Late Silurian bimodal volcanism of SW New Brunswick, Canada: Products of continental extension. *GSA Bulletin*. 114: (4) 400-418.
- Villaseca, C., Barbero, L. y Rogers, G. (1998): Crustal origin of peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*, 43: 55-79.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappell, B.W., (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- Wilson, M. (1989): *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466 p.

Manuscrito recibido el 3 de mayo de 2005

Aceptado el manuscrito revisado el 31 de enero de 2006